

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. Ломоносова
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Тихомиров Петр Леонидович

**МЕЛОВОЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ
СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ
И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КРУПНЕЙШИХ ФАНЕРОЗОЙСКИХ
ПРОВИНЦИЙ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА**

25.00.01 – Общая и региональная геология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2018

Е.К. Устиеву
М.Е. Городинскому
М.Л. Гельману
В.Ф. Белому
И.Н. Котляру

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. История геологического изучения Охотско-Чукотского вулканического пояса.....	12
1.1. XVII в. – конец XIX в.....	12
1.2. Конец XIX в. – конец 1920-х гг.....	13
1.3. Конец 1920-х – конец 1950-х гг.....	14
1.4. Конец 1950-х – конец 1970-х гг.....	17
1.5. Конец 1970-х – начало 1990-х гг.....	29
1.6. Начало 1990-х гг. – настоящее время.....	33
Глава 2. Обзор современных представлений о строении Охотско-Чукотского пояса и его позиции в региональной тектонической структуре.....	42
2.1. Главные структурные зоны основания Охотско-Чукотского пояса и реликты магматических провинций в их составе.....	45
2.2. Структурное районирование ОЧВП.....	55
2.3. Общая характеристика разреза Охотско-Чукотского пояса.....	61
2.4. Оценка площади выхода и некоторые особенности пространственного распределения главных компонентов разреза ОЧВП.....	76
2.4.1. Условия, принятые при составлении ГИС-проекта.....	76
2.4.2. Особенности пространственного распределения различных по составу комплексов ОЧВП.....	78
2.5. Жерловые и субвулканические образования.....	80
2.6. Плутонические образования.....	87
2.7. Структурно-геологическая характеристика ОЧВП.....	90
2.7.1. Обзор факторов, определяющих характер залегания вулканогенных толщ.....	90
2.7.2. Краткое описание главных структурных единиц ОЧВП.....	101
2.8. ОЧВП в региональных геодинамических реконструкциях.....	114
2.8.1. События, предшествовавшие заложению ОЧВП.....	114
2.8.2. Особенности тектонического режима при формировании ОЧВП.....	119
2.8.3. Завершение магматической активности ОЧВП.....	121
2.9. Полезные ископаемые ОЧВП (краткий обзор).....	123
Глава 3. Геохронология мелового магматизма Северо-Востока Азии.....	127
3.1. Ограничения возможностей методов стратиграфической корреляции, традиционно используемых при изучении провинций континентального вулканизма.....	127
3.2. Изотопное датирование континентальных вулканогенных комплексов: сопоставление методов.....	130
3.2.1. К-Ar метод.....	131
3.2.2. Rb-Sr метод.....	134
3.2.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методы: преимущества и недостатки.....	137
3.3. Результаты магнитостратиграфических исследований ОЧВП.....	146
3.4. Описание аналитических процедур.....	149
3.4.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод.....	149
3.4.2. U-Pb метод.....	151
3.5. Некоторые результаты применения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования при изучении позднемезозойских магматических комплексов Северо-Востока Азии.....	154
3.5.1. Геохронология Охотско-Чукотского вулканического пояса.....	154
3.5.2. Уточнение возраста комплексов Удско-Мургальского вулканического пояса.....	197
3.5.3. Паляваам-Пегтымельский вулканический ареал (титон-берриас).....	213
3.5.4. Аптский постколлизийный магматизм Анюйской и Олойской зон.....	227
3.5.5. Возраст гранитоидных плутонов Чаунской складчатой зоны.....	243
3.5.6. Динамика и тектонический контроль позднеюрско-мелового магматизма Северо-Западной Пацифики.....	253

Глава 4. Расчет объема вулканитов и продуктивности магматической системы Охотско-Чукотского пояса.....	263
4.1. Оценка объема вулканогенных образований: методика и результаты.....	263
4.2. Продуктивность магматической системы Охотско-Чукотского пояса.....	272
Глава 5. Петрология вулканогенных пород Охотско-Чукотского пояса.....	278
5.1. Петрографическая характеристика вулканитов ОЧВП.....	279
5.1.1. Лавовые, экструзивные и субвулканические породы.....	280
5.1.2. Пирокластические породы.....	287
5.1.3. Гидротермальные преобразования вулканитов ОЧВП.....	292
5.2. Геохимия вулканитов Охотско-Чукотского пояса.....	297
5.2.1. Петрогенные элементы.....	298
5.2.2. Элементы-примеси.....	305
5.2.3. Изотопные системы Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf.....	320
5.2.4. Источники магм ОЧВП, пространственные и временные вариации состава магм и их вероятные причины.....	327
5.3. Состав вкрапленников вулканитов ОЧВП и оценка условий кристаллизации магм.....	342
5.3.1. Отбор образцов и аналитические методы.....	343
5.3.2. Петрография изученных образцов кремнекислых вулканитов.....	344
5.3.3. Вариации состава биотита и амфибола.....	348
5.3.4. Температура кристаллизации магм.....	350
5.3.5. Глубина кристаллизации магм.....	356
5.3.6. Фугитивность кислорода.....	358
Глава 6. Крупные провинции кремнекислого вулканизма Земли и модель их формирования.....	362
6.1. Обзор крупнейших фанерозойских областей кремнекислого вулканизма.....	362
6.1.1. LIP и SLIP.....	362
6.1.2. Провинция Кеннеди.....	367
6.1.3. Провинция Чон Айке.....	376
6.1.4. Провинция Уитсанди.....	383
6.1.5. Провинция Западная Сьерра-Мадре.....	391
6.1.6. Девонский пояс Казахстана.....	399
6.1.7. Балхаш-Илийский пояс.....	406
6.1.8. Пояс Большого Хингана.....	416
6.1.9. Юго-Восточно-Китайский пояс.....	426
6.1.10. Восточно-Сихотэ-Алинский пояс.....	439
6.2. Черты сходства и различия крупнейших областей кремнекислого вулканизма.....	449
6.3. Генезис крупных провинций кремнекислого вулканизма.....	455
6.3.1. Петрогенез значительных объемов кремнекислых магм.....	455
6.3.2. Тектонические предпосылки формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.....	457
6.3.3. Влияние состава коры и термальной истории литосферы на масштабы корового анатексиса.....	462
6.3.4. Область плавления в коре – возможный барьер на пути базитовых магм.....	464
6.3.5. Области кремнекислого вулканизма и катастрофические извержения.....	465
6.3.6. Предпосылки формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.....	468
6.4. О критериях выделения крупных магматических провинций (LIP).....	469
Заключение.....	473
Список литературы.....	475
<i>Приложение 1. Химический и изотопный состав меловых магматических пород Тихоокеанской окраины Северо-Востока Азии.....</i>	<i>534</i>
<i>Приложение 2. Результаты зондового анализа вкрапленников из кремнекислых вулканитов северной части ОЧВП.....</i>	<i>552</i>

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Вулканические провинции, в которых не менее половины объема изверженного материала составляют породы кремнекислого состава, выявлены на всех континентах Земли. Помимо состава, вулканические области такого рода выделяются высокой эксплозивностью извержений и специфическим строением вулканических аппаратов. Средний объем кремнекислых магм, изверженных в течение длительных периодов геологической истории, менялся в очень широких пределах (по крайней мере, в фанерозойском временном интервале, для которого получено гораздо больше надежных датировок, чем для докембрия). Плиоцен-четвертичное время в плане интенсивности кислого вулканизма можно считать периодом относительного затишья: магматические области, сохраняющие активность в настоящее время, включают, по оценкам, не более 20 тыс. км³ кислых вулканитов (зона Таупо; Houghton et al., 1995), в то время как для некоторых мезозойских провинций это значение превышает 1 млн км³ (Bryan, Ernst, 2008). При отсутствии современных примеров наши знания о динамике формирования крупных, свыше 100 тыс. км³, провинций кремнекислого вулканизма значительно уступают знаниям о магматических системах срединно-океанических хребтов, субдукционных базальт-андезитовых поясов или областей щелочного внутриплитного магматизма.

Предметом научных дискуссий остаются также вопросы генезиса крупных ареалов кремнекислого вулканизма: в сходных тектонических обстановках кислые породы могут слагать и менее процента, и более 90% общего разреза вулканической области. Наконец, рост интереса к катастрофическим событиям в истории органического мира и оценка рисков, связанных с вулканической активностью, стимулируют исследования динамики вулканизма в контексте влияния мощных эксплозивных извержений на состояние атмосферы и биосферы. Например, повторение события, оставившего после себя кальдеру Айленд-Парк (США), было бы, как минимум, одной из самых разрушительных природных катастроф в истории человечества – при том, что в фанерозойской истории Земли имели место и гораздо более мощные извержения.

Меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается более чем на 300 км вдоль тихоокеанской окраины Азии. Суммарная площадь выхода вулканогенных комплексов (без учета эродированных) здесь составляет 390 тыс. км², а оценки их общего объема (Белый, 1978; Котляр и др., 1981) приближаются к 1 млн км³. По этим показателям ОЧВП является крупнейшей окраинно-континентальной вулканической провинцией фанерозоя. Около 60% объема вулканитов составляют кремнекислые породы, что, наряду со

значительными вариациями уровня эрозионного среза и отсутствием значимых наложенных деформаций, делает ОЧВП уникальным полигоном для изучения кремнекислого вулканизма в его самых различных аспектах.

Несмотря на хорошую (для столь удаленного от индустриальных центров региона) геологическую изученность Охотско-Чукотского пояса, с начала 1990-х гг. стал очевидным дефицит высокоточных аналитических данных по слагающим эту геоструктуру комплексам. Во-первых, при изучении пород ОЧВП до середины 1990-х гг. практически не применялись прецизионные методы изотопного датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определения по мономинеральным фракциям и отдельным зернам). Традиционно используемые методы палеоботанической корреляции не позволили решить ряд проблем региональной стратиграфии, которые активно обсуждались по меньшей мере с 1950-х гг. Во-вторых, недостаточность количественных данных о содержании элементов-примесей в магматических породах существенно ограничивает возможности исследователей в изучении магматических систем.

Отставание качества аналитических данных по магматическим комплексам Северо-Востока Азии от общемирового уровня постепенно компенсируется, начиная с поздних 1990-х. Новый фактический материал требует интерпретации, создания новых и корректировки существующих генетических схем. Помимо этого, собранная информация открывает возможность межрегиональных обобщений и выводов, касающихся тектонической истории всей Северной Пацифики и общих закономерностей развития окраинно-континентальных магматических систем.

Целями исследований являются (1) анализ динамики позднемезозойского магматизма Северо-Востока Азии и (2) изучение общих закономерностей формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.

Задачи исследований. Достижение поставленных целей потребовало решения следующих задач:

- 1) получение новых данных о возрасте и вещественном составе магматических комплексов Северо-Востока Азии, включая результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определений изотопного возраста и количественные определения содержаний элементов-примесей;
- 2) анализ и систематизация доступных сведений о геологии и геохимии мезозойских магматических комплексов Северо-Востока Азии; коррекция региональных стратиграфических схем, анализ корреляции тектонических и магматических событий позднего мезозоя Северной Пацифики;
- 3) количественная оценка объема вулканогенных образований ОЧВП (с использованием данных ГИС, структурных наблюдений и геофизической информации), расчет продуктивности магматических систем с учетом новых данных о возрасте и объеме вулканогенных толщ;

- 4) анализ вещественных характеристик магматических пород ОЧВП и прочих позднемезозойских магматических провинций Северо-Востока Азии; интерпретация состава источников магм, оценка условий кристаллизации расплавов;
- 5) сбор и обработка сведений о геологическом строении, объемных характеристиках и продуктивности вулканизма крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма Земли; анализ факторов, определяющих формирование геоструктур подобного рода.

Методы исследований. Исследования, выполненные в рамках подготовки настоящей диссертации, включали (1) полевые работы различного масштаба – от двухсоткилометрового пересечения Охотско-Чукотского пояса вкрест простирания до детального изучения ключевых участков и описания разрезов; (2) изучение шлифов под поляризационным микроскопом; (3) электронную микроскопию и зондовый анализ; (4) выделение мономинеральных фракций и их изотопное датирование ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методы); (5) подготовку валовых проб горных пород и определение в них содержаний петрогенных и примесных элементов, а также определение их изотопного состава (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb и Lu-Hf системы); (6) интерпретацию геохимических данных, анализ пространственных и временных вариаций петрографических, геохимических и изотопных характеристик пород; (7) оценку P-T-условий кристаллизации магм методами минеральной термобарометрии; (8) оценку объемов изверженного материала и продуктивности магматических систем.

Фактический материал. Фактическую основу настоящей диссертации составляют данные, собранные автором в течение 30 лет во время работы в производственных и научных организациях, как отечественных (экспедиции ПГО "Севвостгеология", пос. Майский и г. Певек; ФГУГП "Георегион", г. Анадырь; ООО "Первая ГГК", г. Москва; ООО "Колымагео", г. Хабаровск; ООО "Институт геотехнологий", г. Москва; научно-исследовательские подразделения геологического факультета МГУ и Геологического института РАН), так и зарубежных (BEMA Gold, Канада; Kinross Gold, Канада; научный центр ISEI, Япония). Полевые работы проводились на территории Чукотского АО (от р. Олой на западе до залива Креста на востоке, и от арктического побережья на севере до р. Анадырь на юге), а также в пределах Охотского района Хабаровского края (бассейн р. Улья). Всего за время подготовки диссертационной работы изучены около 1200 прозрачных шлифов, получены 2480 зондовых анализов состава минеральных фаз, определены содержания петрогенных и примесных элементов в 341 пробе. Для 58 образцов изучены изотопные системы Pb, для 50 – Sr, Nd и Hf. Выполнено изотопное датирование мономинеральных фракций: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом – 23 пробы, U-Pb методом – 40 проб. Обработаны результаты более 5000 анализов магматических пород на петрогенные элементы.

Личный вклад соискателя. Автор принимал участие в работах по геологическому картированию (масштабы 1 : 200 000, 1 : 50 000, 1 : 10 000), поискам и разведке рудных месторождений, а также в специализированных полевых исследованиях академического плана. В ходе этих работ собран значительный объем полевых наблюдений и каменного материала. Примерно 90% образцов горных пород, использованных при подготовке настоящей работы, отбирались лично автором. В выполненных лабораторных исследованиях доля работ, в которых автор принимал непосредственное участие, составляет (по приблизительной оценке): изучение шлифов – 95%, электронно-зондовый анализ – 90%, выделение мономинеральных фракций для датирования – 60%, U-Pb датирование цирконов – 50%. Представленные в диссертационной работе обзорно-аналитические разработки практически полностью являются авторскими.

Научная новизна. Для меловых магматических образований Чукотского региона впервые разработана геохронологическая схема, использующая в качестве основы результаты прецизионных изотопных датировок ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb). Полученные данные представляют базу для ревизии существующих стратиграфических схем ОЧВП и других мезозойских провинций континентального вулканизма Северо-Востока Азии.

Установлен факт существования перерыва в активности ОЧВП, сопряженного со слабо выраженным компрессионным событием. Данный перерыв приходится на сеноманский век, которому в прежних схемах (Белый, 1977; Котляр, Русакова, 2004), напротив, соответствовал период активной вулканической деятельности. Из вулканогенных образований Центральной Чукотки, ранее относившихся к ОЧВП, выделены образования титон-берриасового возраста, представляющие самостоятельную магматическую область (Паляваам-Пегтымельский ареал). Впервые сформулировано положение о масштабном аптском постколлизиионном вулканическом событии на севере Верхояно-Чукотской области. Доказано, что значительная часть гранитоидных плутонов Чаунской складчатой зоны сформирована в альбский век, одновременно с нижними стратонами ОЧВП. Уточнен возраст Чукотского сегмента Удско-Мургальского вулканического пояса.

Новые данные изотопной геохронологии в комплексе с информацией о площади выхода и мощности вулканогенных толщ позволили впервые оценить продуктивность магматической системы ОЧВП и сравнить полученные результаты с соответствующими оценками для других магматических провинций.

Впервые выполнено комплексное широкомасштабное изотопно-геохимическое изучение вулканитов Охотско-Чукотского пояса (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf системы). Показано, что северная часть ОЧВП лишена отчетливой поперечной геохимической зональности, типичной для субдукционных вулканических поясов. При этом ясно выражена продольная изотопно-геохимическая зональность вулканического пояса, в равной мере проявленная в составе

магматических производных мантии и континентальной коры. Предложена генетическая модель, объясняющая латеральные вариации состава магм ОЧВП. Впервые для Северо-Востока Азии намечены границы изотопных провинций. Показано, что данные провинции соответствуют крупным блокам разновозрастной континентальной коры.

Обобщены материалы о геологии и магматической петрологии крупнейших областей кремнекислого вулканизма Земли. Выявлены черты сходства магматических провинций, известных как SLIP (Silicic Large Igneous Provinces; Bryan, Ernst, 2008), и ряда субдукционных вулканоплутонических поясов, в которых объемная доля кремнекислых вулканитов превышает 50%. Установлен факт связи между относительным объемом анатектических кремнекислых магм и тепловой историей фундамента вулканических областей. Уточнены условия формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.

Основные защищаемые положения:

1. **В истории формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) выделяются два главных импульса активности: альбский (106-100 млн лет) и турон-сенонский (94-82 млн лет), разделенные периодом относительного затишья и эрозии вулканогенных толщ, с которым по времени совпадает слабо выраженное компрессионное событие. Указанные импульсы различаются средним составом пород и расположением вулканических ареалов.**
2. **В пределах Чукотской складчатой системы и в северной части Западно-Корякской складчатой системы присутствуют реликты как минимум четырех раннемеловых магматических провинций, несогласно перекрытые вулканитами ОЧВП. Эти образования сформированы в различных тектонических условиях: (1) 145-130 млн лет – обстановка активной окраины Чукотского микроконтинента (Паляваам-Пегтымельский ареал), (2) 121-112 млн лет – постколлизийная обстановка в Анюйской зоне (Тытыльвеевский пояс); (3) 145(?)–103 млн лет – субдукционная обстановка в Чукотском сегменте Удско-Мургальского пояса, (4) 108-105 млн лет – рифтогенез или присдвиговое растяжение на севере Чукотки (Чаунская магматическая провинция).**
3. **ОЧВП обладает отчетливой изотопно-геохимической зональностью, продольной к простиранию вулканического пояса и обусловленной различным составом литосферной мантии в крупных тектонических блоках фундамента. Изотопные характеристики магматических производных мантии и континентальной коры имеют сходную зональность, что предполагает генерацию коровых магм за счет плавления молодых базитовых андерплейтов.**
4. **Крупные фанерозойские вулканические провинции, в составе которых доминируют породы кремнекислого состава, формируются при сочетании ряда**

предпосылок: (1) наличие крупных тел базитовых магм у границы Мохо и / или внутри коры; (2) повышенное содержание воды в нижнекоровом протолите; (3) приуроченность магматизма к участкам континентальной коры, сохранившим тепловую энергию предшествующего магматического события. Резко повышенная объемная доля вулканитов кремнекислого состава в провинциях подобного рода связана с экранирующим воздействием крупных областей частичного плавления коры, препятствующих подъему базитовых магм к поверхности.

Публикации и апробация работы. Основные положения и разделы диссертации опубликованы в 73 работах, включая статьи в научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ (19 шт.), производственные отчеты по геологической съемке и тезисы докладов на конференциях. Полученные результаты частично использованы при составлении 4 учебных пособий для студентов.

Различные положения работы были представлены на международных Тектонических совещаниях (1999-2011), Ломоносовских чтениях МГУ (1999, 2010), на Всероссийских петрографических совещаниях (2000, 2010), на 6-й научной конференции памяти Л.П. Зоненшайна (Москва, 1998), на конференции "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты" (Москва, 2000), на международных конференциях программы СОЕ-21 (Мисаса, Япония) в 2005-2008 гг., на международных конференциях AOGS (Сингапур, 2009), JGU (Тиба, Япония, 2010). Результаты работ неоднократно докладывались и обсуждались на заседаниях кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ, на семинарах научного центра ISEI (Мисаса, Япония) и Геологического института РАН. Геохронологические и стратиграфические аспекты работы обсуждались в производственных коллективах ФГУГП "Георегион" (г. Анадырь) и ВЕМА Gold (Канада). Под совместным руководством автора и доцента Т. Моригути (научный центр ISEI, Мисаса, Япония) Е.А. Калининой в 2004-2007 гг. в указанном научном центре подготовлена и успешно защищена диссертация на соискание степени PhD.

Теоретическая и практическая значимость.

Результаты геохронологических исследований, представленные в настоящей работе, могут быть использованы при геологическом картировании различного масштаба и при составлении серийных легенд. Коррекция представлений о возрасте различных магматических комплексов Северо-Востока Азии дает основания для внесения поправок в существующие геодинамические и металлогенические схемы и позволяет усовершенствовать основу для региональных поисковых работ.

Сведения о возрасте магматических и тектонических событий в мезозоидах Северо-Восточной Азии являются важными параметрами при расчетах термальной истории шельфа

Чукотского и Восточно-Сибирского морей – потенциального источника углеводородного сырья. Количественная оценка продуктивности магматической системы ОЧВП и предложенные автором дополнения к модели формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма являются вкладом в решение фундаментального вопроса о динамике систем, приводящих к катастрофическим вулканическим событиям.

Фактический материал и теоретические разработки, упоминаемые в работе, использовались при разработке и проведении учебных курсов "Полевое изучение магматических комплексов", "Геодинамические аспекты магматической петрологии" и "Геология РФ и ближнего зарубежья". Данные курсы читались автором на геологическом факультете МГУ в период с 1997 по 2016 гг.

Структура и объем диссертации. Диссертация объемом 573 стр. состоит из введения, шести глав, заключения и списка цитируемой литературы из 729 наименований, включает 210 рисунков и 12 таблиц, и дополняется двумя текстовыми приложениями. "Введение" включает стандартные положения об актуальности исследования, целях и задачах работы, объеме привлеченного фактического материала, научной новизне, значимости проведенного исследования и апробации результатов. В главе 1 рассматривается история геологического изучения территории, включающей Охотско-Чукотский пояс, и формулируются некоторые проблемы, связанные с современным состоянием знаний об этой геоструктуре. Глава 2 посвящена рассмотрению современных представлений о геологии и тектонической позиции ОЧВП. В главе 3 обсуждаются вопросы геохронологии вулканического пояса, включая вопросы методики и полученные результаты. В главе 4 представлены результаты оценки объема изверженных пород и продуктивности магматической системы ОЧВП. Глава 5 включает сведения о вещественном составе вулканитов ОЧВП (петрография, валовый состав пород и результаты зондового анализа магматических фаз). В главе 6 приведен обзор крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого магматизма Земли и предложена модель их формирования. В "Заключении" подводятся итог выполненной работы и намечены перспективы дальнейших исследований.

Благодарности. Диссертационная работа подготовлена на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ, и автор выражает искреннюю благодарность всем коллегам, создавшим творческую и доброжелательную рабочую атмосферу: заведующему кафедрой проф. А.М. Никишину, преподавателям и научным сотрудникам кафедры Е.Ю. Барабошкину, С.Н. Болотову, А.Б. Веймарну, Р.Р. Габдуллину, А.В. Гусеву, А.В. Ершову, Б.Я. Журавлеву, Л.Ф. Копаевич, М.В. Коротаеву, Н.Н. Курдину, А.В. Латышеву, В.С. Милееву, Б.П. Назаревичу, М.Ю. Никитину, Д.И. Панову, Н.В. Правиковой, Л.М. Расцветаеву, С.Б. Розанову, Т.Ю. Тверитиновой, Ал.В. Тевелеву, Арк.В.

Тевелеву, Т.О. Федорову, П.А. Фокину, И.В. Шалимову. Автор также благодарит геологов и геофизиков, вместе с которыми ему посчастливилось вести геологосъемочные и поисковые работы на Чукотке: С.П. Бойко, В.А. Варламову, Н.Ю. Григорьеву, В.А. Казинского, А.В. Кокорева, О.С. Ладного, Т.Г. Лаломову, В.В. Лебедева, А.А. Мелькова, Е.В. Тихомирову, И.В. Тибилова, А.А. Устинова, В.Ш. Хисамутдинова, А.И. Целоусова, И.Ю. Черепанову, М.К. Шумихину, В.Г. Ямпольского. Особую признательность автор выражает В.О. Исполатову (Barrick Gold Co.) за первоначальную идею и совместный старт геохронологического исследования вулканических комплексов Чукотки, а также за ценные советы по содержанию англоязычных публикаций. Неоценимую пользу исследованию принесло обсуждение различных аспектов работы с В.В. Акининым, В.Ф. Белым, И.Л. Жулановой, И.Н. Котляром (СВКНИИ ДВО РАН); Ю.А. Костицыным (ГЕОХИ РАН); В.Ф. Полиным (ДВГИ ДВО РАН); А.Б. Германом, М.В. Лучицкой, Г.Е. Некрасовым, С.А. Паланджяном, С.Д. Соколовым, А.В. Соловьевым, Н.И. Филатовой (ГИН РАН); А.А. Аriskиным, И.А. Бакшеевым, М.Г. Ломизе (МГУ); Э.Л. Миллер (Университет Стэнфорда, США); Э. Тилл (Геологическая служба США); Ю.Б. Тихомировым (ВСЕГЕИ); С.А. Монтиным (ООО "Территория"). Часть образцов, использованных в процессе работы, любезно предоставили А.Н. Аплеталин, В.В. Загоскин, И.А. Калько, Ю.А. Капасев, Т.Г. Лаломова, В.Ю. Прокофьев, А.И. Трусов, И.Ю. Черепанова, А.Л. Шац. Оцифровка геологических карт для расчета площади выхода вулканогенных образований ОЧВП выполнена с участием И.П. Тихомирова и А.В. Шильдта. Автор благодарит В.С. Каменецкого (Университет Тасмании) за поддержку и советы при подготовке публикаций, А.Ю. Бычкова, Я.В. Бычкову, Ю.Н. Николаева, В.Ю. Прокофьева и В.О. Япаскурта (МГУ) – за содействие в проведении аналитических работ и в обработке результатов, Е.А. Калинину (научный центр ISEI, Мисаса, Япония) – за успешное выполнение работы по анализу химического и изотопного состава пород, Б.Т. Пола (Университет Мельбурна) – за материалы по региональной геологии провинции Квинсленд, И.Н. Котляра (СВКНИИ ДВО РАН) и М.В. Минца (ГИН РАН) – за любезно предоставленные петрохимические данные. Особенно автор благодарен директору научного центра ISEI (Мисаса, Япония) профессору Э. Накамура за возможность проведения аналитических работ на высокотехнологичном оборудовании и за замечательные условия для исследований. Всех сотрудников научного центра ISEI автор благодарит за дружескую помощь при выполнении работ. Значительная часть исследования выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (гранты 03-05-64623-а, 07-05-00255-а, 09-05-01197-а, 10-05-00191-а, 13-05-249-а) и программы СОЕ-21 правительства Японии.

Глава 1

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

В истории изучения территории, которую в настоящее время принято относить к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу (ОЧВП), можно условно выделить шесть этапов, различающихся общим состоянием знаний и представлений о данной геологической структуре, а также акцентами в направлении исследований:

- 1) XVII в. – конец XIX в.;
- 2) начало XIX в. – конец 1920-х гг.;
- 3) конец 1920-х – конец 1950-х гг.;
- 4) конец 1950-х – конец 1970-х гг.;
- 5) конец 1970-х – начало 1990-х гг.;
- 6) начало 1990-х гг. – настоящее время.

1.1. XVII в. – конец XIX в.

Первые, весьма скудные сведения о полезных ископаемых территории Охотско-Чукотского пояса относятся к периоду освоения казаками земель Восточной Сибири. В 1630-е – 1640-е гг., почти сразу после постройки Якутского острога, открывается путь от р. Лена к Охотскому морю (по Алдану, Мае и Юдоме). В 1647 г. основан Охотск, а в 1648 г. Семен Дежнев морем огибает Чукотский полуостров, достигнув устья р. Анадырь. В конце 1640-х и в 1650-е гг. М.В. Стадухиным исследована обширная территория в низовьях Колымы, в бассейнах Анадыря, Пенжины, а также северное побережье Охотского моря. Первопроходцам, состоявшим на государственной службе, в числе прочего вменялся в обязанности сбор сведений от местного населения о возможности изыскания серебряной руды (в это время в России еще не были выявлены собственные месторождения серебра, и дефицит этого металла был столь ощутим, что приходилось ввозить европейские талеры, которые перечеканивались для внутреннего обращения). На фоне отрывочных и в целом неперспективных слухов ярко выделяется легенда о Серебряной горе – занимательная история, имевшая вполне драматическое продолжение в XX веке [История поисков..., интернет-ресурс]. В массе своей эти слухи являются скорее предметом исторической науки, чем геологической. До XIX века, т.е. на протяжении двухсот лет с начала освоения, земли Северо-Восточной Азии оставались лишь источником пушнины, рыбы и морского зверя.

Первые научные сведения о северо-восточных землях Российской империи были собраны участниками Великой Северной экспедиции в 1730-е – 1740-е гг., в частности, ее Ленско-Колымским отрядом под руководством Д.Я. Лаптева. Однако труднодоступность мест не предполагала быстрого развития здесь горнопромышленного дела; задачи исследователей XVIII были связаны, главным образом, с географическими наблюдениями. На формирование инфраструктуры, достаточной для добычи полезных ископаемых, ушло еще столетие. В первой половине XIX в. (некоторые источники указывают 1829 год) начинается разработка золотых россыпей вблизи Охотска, со второй половины века в районе Олы и Ямска ведется добыча серебра. По всей вероятности, поисковая стадия работ является заслугой вольных старателей, решивших попытаться счастья в стороне от приисков, действовавших на Лене и Алдане. Поскольку эксплуатация россыпей в большинстве случаев не требует глубоких знаний о строении и геологической истории рудного района, то систематические геологические исследования территории Северо-Восточной Азии, соответствующие современному понятию "региональные работы", начались значительно позже, в конце XIX века.

1.2. Конец XIX в. – конец 1920-х гг.

Геологическое изучение территории Охотско-Чукотского пояса, как и колонизация всего Северо-Востока России, началось с Приохотья. В конце XIX в. здесь работала экспедиция под руководством К.И. Богдановича, подтвердившая, в частности, сведения о россыпной золотоносности бассейна р. Улья; отчет по результатам этих исследований издан позже, в начале следующего века [Богданович, 1905]. Упомянутые в этом отчете "линии массовых излияний габброидной, гранитоидной, диабазовой и андезитовой магмы" есть не что иное, как юго-западный сегмент ОЧВП. В 1900-1901 гг. К.И. Богданович возглавляет экспедицию на противоположный фланг вулканического пояса, на восток Чукотского полуострова [Богданович, 1901]. В ходе этой экспедиции выявлены признаки россыпной золотоносности, впрочем, недостаточно перспективные для постановки более детальных работ. В 1906 г. открыты россыпи в районе хр. Золотого, пригодные для промышленной отработки, но недостаточно богатые, чтобы стать причиной "золотой лихорадки" [Сидоров, 1999]. Наиболее детальные исследовательские работы дореволюционного периода выполнены: в Приохотье – П.А. Казанским [1913], а на Чукотке – П.И. Полевым [1913]; получены сведения о возрасте геологических комплексов, для небольших участков составлены геологические карты.

Первая мировая война и революция 1917 года создали ряд проблем более насущных, чем геологическое изучение Северо-Востока Азии. С 1914 года до второй половины 1920-х гг. исследование минеральных ресурсов этой территории велось лишь вольными старателями.

Однако именно ими были совершены первые шаги в открытии богатейших золотых россыпей Колымского края. Это событие сыграло ключевую роль в новейшей истории всего региона.

1.3. Конец 1920-х – конец 1950-х гг.

В 1926 г. состоялась экспедиция С.В. Обручева на Индигирку и Колыму, подтвердившая уже существовавшие предположения о золотоносности верховьев Колымы. Находка старателями первой богатой россыпи на р. Среднекан в 1927 г. показала, что открыта новая золотоносная провинция. Масштабы этой провинции и ее прогнозные ресурсы были в общих чертах оценены после проведения в 1928 г. экспедиции под руководством Ю.А. Билибина. Потребность страны в золоте и многообещающее начало геологического освоения края определили повышенный интерес государства к территории Северо-Востока. В октябре 1931 г. создается государственный трест "Дальстрой", и в последующие годы одна за другой организуются новые экспедиции. В 1930-е и 1940-е гг. выявлен ряд месторождений золота, как россыпных, так и коренных (в том числе крупных и уникальных по запасам), олова, вольфрама, серебра, угля. Несколько позже обнаружены первые на Северо-Востоке месторождения урана (который с середины 1940-х гг. в силу известных причин рассматривался как полезное ископаемое особой важности), а также ртути, тоже причисленной к категории стратегического сырья. Открывшиеся перспективы и нужды промышленности требовали планомерного изучения геологии региона. С поздних 1940-х гг. "Дальстрой", использовавший заключенных в качестве бесплатной рабочей силы, разворачивает на территории Магаданской области и Чукотского АО масштабные работы, включающие поиски и геологическое картирование, в том числе в районах, удаленных от действующих горнодобывающих предприятий. Съёмка и поиски дополнялись тематическими исследованиями, направленными на изучение отдельных аспектов геологии и металлогении Северо-Востока Азии [Демин, 1946; Смирнов, 1946; Билибин, 1955; Ефимова, 1956; Тучков, 1946, 1957; Васьковский, 1946, и другие].

Мезозойские вулканогенные толщи часто упоминаются в фондовых материалах и публикациях 1930-х гг. [Обручев, 1934а,б, 1937; Снятков, Васьковский, 1938; Воинова, 1937ф; Кропоткин, Шаталов, 1936]. Для наиболее изученного Приохотского отрезка ОЧВП составляется стратиграфическая схема [Рабинович, 1936]. На первой опубликованной тектонической схеме региона [Обручев, 1934а] контуры вулканического пояса не показаны (рис. 1-1), но в тексте, сопровождающем схему, говорится об обильных выходах кислых эффузивов предположительно средне-позднеюрского возраста. Вывод С.В. Обручева о приуроченности "Охотско-Чаунской вулканической дуги" к границе позднемезозойской складчатой области и более молодой "Ниппонской оросинклинали" подтвердили более поздние исследования.

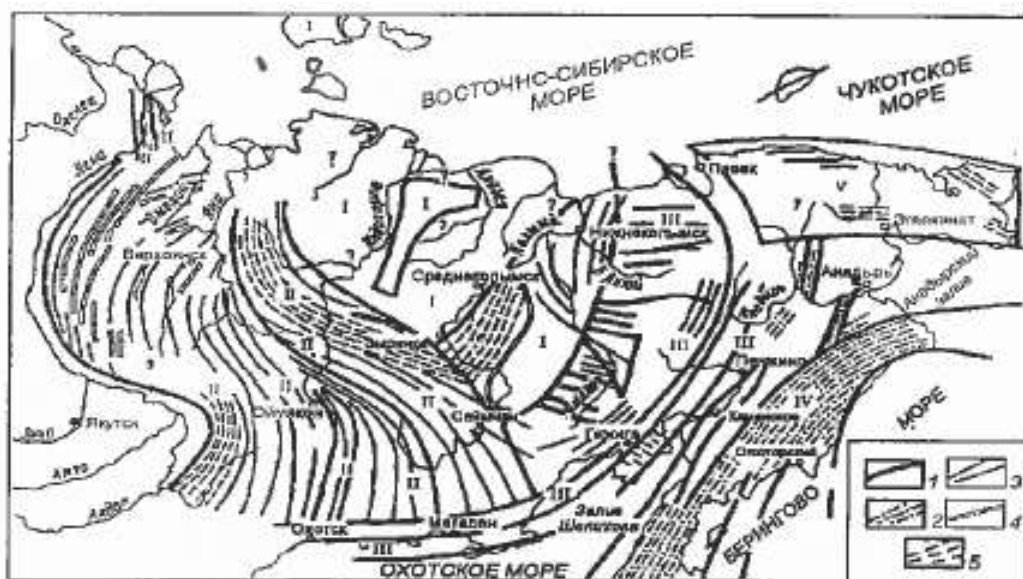


Рис. 1-1. Схема тектонического строения Северо-Востока Азии [Обручев, 1934а].
1 – разломы, 2 – альпиды, 3 – киммериды, 4 – варисциды, 5 – каледониды.

Первые опубликованные обзоры геологической информации об Охотско-Чукотском поясе, собранной в 1940-е – начале 1950-х гг, принадлежат Е.К. Устиеву [1949, 1959, 1963]. Им, в частности, уточнено положение границ "Охотского тектоно-магматического пояса" (рис. 1-2), систематизированы данные о петрографии и геохимии вулканитов и ассоциирующих с ними плутонических пород. Интерпретация собственных материалов (главным образом, по территории Примагданья) и сведений из производственных отчетов "Дальстроя" позволила Е.К. Устиеву сделать следующие выводы:

- Основание позднемезозойского вулканического пояса сложено, большей частью, терригенными и вулканогенными породами позднего палеозоя – юры ("верхоянского комплекса"), но включает и блоки докембрийских кристаллических пород.
- Образования континентального вулканического пояса составляют верхний структурный ярус, который, в свою очередь, разделен поверхностями несогласий на три подъяруса: позднеюрско-неокомский, поздне меловой и третичный. Таким образом, временной интервал формирования Охотского пояса охватывает весь меловой период плюс волжский век поздней юры и часть палеоцена.

При формировании нижнего структурного подъяруса вулканического пояса состав изверженного материала меняется от средне-основного к кислому и затем снова – к средне-основному. Средний подъярус сложен преимущественно кремнекислыми вулканитами, верхний – базальтами с подчиненными горизонтами субщелочных и щелочных кислых эффузивов.

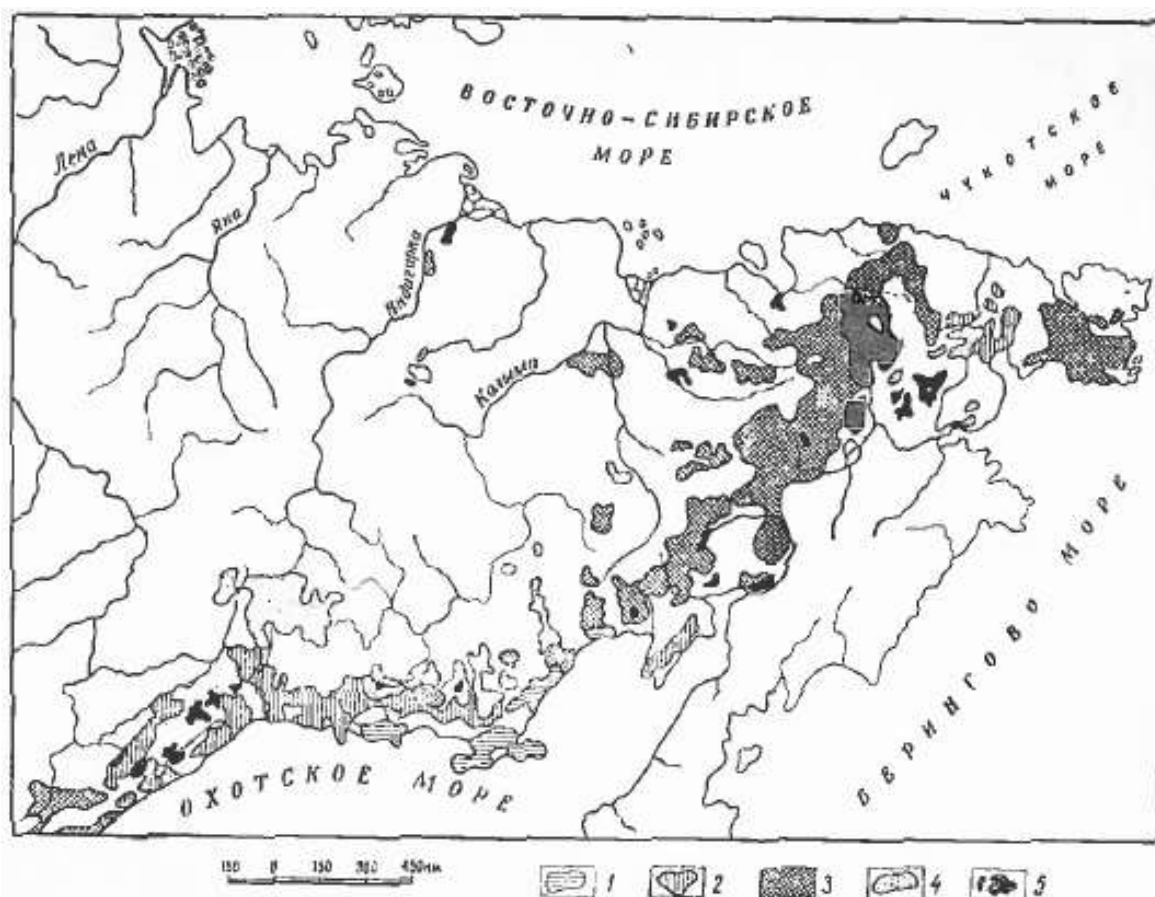


Рис. 1-2. Схема распространения позднемезозойских и кайнозойских континентальных эффузивов на территории Северо-Восточной Азии [Устиев, 1959].

1 – нерасчлененные верхнеюрские-нижнемеловые эффузивы и их туфы, 2 – нижнемеловые эффузивы и их туфы, 3 – нерасчлененные меловые эффузивы и их туфы, 4 – верхнемеловые эффузивы и их туфы, 5 – третичные эффузивы.

- Средняя кремнекислотность магматических пород Северо-Востока Азии увеличивается от океанических структурных зон к внутриконтинентальным. Соответственно, усредненный состав магматитов Охотского пояса занимает промежуточное положение между таковыми мезозоид (Колымо-Чукотская область) и кайнозоид (Камчатская складчатая область).
- В Охотском поясе широко распространены вулcano-плутонические ассоциации. Комагматичные эффузивам гранитоидные массивы формировались, главным образом, при завершении крупных вулканических циклов.
- В пределах большей части Охотского пояса накопление континентальных вулканогенных толщ последовало за волжско-раннемеловой фазой складчатости, когда почти вся территория Колымо-Чукотских мезозоид была поднята над уровнем моря. Довулканические отложения валанжина и готерива приурочены к сравнительно небольшим прогибам, и несогласно перекрывают складчатые структуры верхоянского комплекса.
- Хронология и характер тектонических движений в Охотском поясе тесно связаны с процессами в молодой "Охотско-Камчатской геосинклинали". Структуры Охотского пояса

отчасти наследуют более древние тектонические зоны, отчасти являются новообразованными.

- Охотский, Сихотэ-Алинский и Восточно-Китайский вулканические пояса являются фрагментами крупной структуры континентального масштаба – Восточно-Азиатского тектоно-магматического пояса.

1.4. Конец 1950-х – конец 1970-х гг.

С конца 1950-х гг. количество публикаций, рассматривающих различные аспекты строения и геологической истории Северо-Востока Азии, быстро растет. В этот период внимание геологов сосредоточилось, помимо неизменно актуальных поисков полезных ископаемых, на решении вопросов стратиграфии. Значимым событием стало проведение в 1957 г. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР (г. Магадан), где вопросы расчленения и корреляции толщ меловых континентальных вулканитов были темой серии докладов [Жуков, 1957; Якушев, 1957; Белый, 1957; Матвеев, 1957; Чертовских, 1957; Федотов, 1957; Захаров, 1957, и другие]. Судя по изданным материалам совещания, к этому времени во всех главных сегментах ОЧВП уже были выделены крупные стратоны (вулканогенные серии), существенно различающиеся по своему составу, примерно оценена их мощность и представлены палеоботанические, а в отдельных случаях и палеонтологические доказательства возраста. Большая часть вулканогенных стратонов была отнесена к верхнему мелу (от сеномана до сенона), а "верхние базальты", за отсутствием надежных свидетельств возраста, считались палеогеновыми. Кайнозойский возраст предполагался и для некоторых толщ кислых вулканитов, включавших свежие (кайнотипные) породы.

Новые данные, в целом, не противоречили выводу Е.К. Устиева о трехчленном строении разрезов вулканического пояса ("нижние андезиты" – риолиты – "верхние базальты"), хотя на отдельных участках, как оказалось, разрез вулканитов начинается сразу с кислых пород [Захаров, 1957, Чертовских, 1957]. Некоторые вулканические серии были разделены на свиты мощностью от десятков до сотен метров (редко до 1-1.5 км). Названия свит пока еще не были сведены в общий региональный список, и многие из них именовались по петрографическому составу: андезитовые, кайнотипных риолитов и т. д. Подтвердилось широкое распространение в основании ОЧВП позднеюрско-раннемеловых моласс (иногда угленосных), с несогласием перекрывающих комплексы мезозойских и формирующих общий с вулканитами структурный ярус.

В конце 1950-х и в начале 1960-х гг. издаются обобщенные стратиграфические схемы для отдельных сегментов ОЧВП. Для *северной* части вулканического пояса (территория Западной и Центральной Чукотки) схема стратиграфического расчленения предложена

В.Ф. Белым [1957, 1958, 1959], в последующие полвека – автором десятков статей и нескольких монографий, посвященных геологии Охотско-Чукотского пояса [Белый, 1961, 1969, 1977, 1978, 1992, 1994, 2008, и другие]. В схеме В.Ф. Белого меловые вулканиты Чаун-Чукотки поделены на три серии: имрэвеемскую (поздняя юра – неоком), чаунскую (апт-сеноман) и чинейвеемскую (сенон). Отмечено, что накопление имрэвеемской серии контролируется структурами мезозоид основания ОЧВП, двух последующих – структурами "ларамийской геосинклинали Анадырско-Корякского региона". Разрез собственно ОЧВП, таким образом, начинается с чаунской серии, а имрэвеемская связана с более ранним этапом геологической истории региона. Последнее положение было позже оспорено А.Я. Радзивиллом и Б.Ф. Палымским [1972]: по их мнению, вулканиты имрэвеемской серии не отделены от образований ОЧВП сколь-либо значимым несогласием. Тем не менее, идея о присутствии в нижней части разреза ОЧВП стратонов, генетически связанных с более ранними вулканическими событиями, находила поддержку у исследователей других участков вулканического пояса. Например, Л.А. и Б.А. Снятковы [1958] выделили в составе Колымо-Чукотского складчатого пояса протяженную Охотскую зону, включающую доверхнемеловые вулканиты и раннемеловые гранитоиды и завершившую свое развитие до начала извержений в "Охотско-Чаунской гирлянде вулканических дуг", т.е. собственно в ОЧВП.

Юго-западная часть ОЧВП (территория Охотско-Колымского водораздела) рассматривается, в частности, в работах И.М. Сперанской [1959, 1962, 1963, 1967, 1968]. Здесь общая мощность разреза континентальных вулканитов оценивается в 3-4 км, а в качестве крупных стратонов предложено выделить три формации: андезитовую (апт-турон), риолитовую (сенон-даний) и платобазальтов (палеоцен). Каждая из формаций включает несколько толщ и/или свит, как правило, различающихся химическим и петрографическим составом пород. Мощность отдельных свит достигает 1 км, изредка – 2 км.

Немалая часть стратиграфических единиц, включенных в схемы 1960-х гг., сохраняет официальный статус и в настоящее время [Решения..., 1978, 2009].

Уже на ранней стадии изучения ОЧВП, начиная в 1940-х гг., внимание исследователей привлекали кремнекислые вулканиты, составляющие значительную часть разреза вулканического пояса. По примерным оценкам площади выхода различных по составу вулканических комплексов, доли кислых и средне-основных пород в ОЧВП близки [Устиев, 1959], что отличает эту магматическую провинцию от современных, существенно андезитовых окраинно-континентальных вулканических областей и, наоборот, сближает ее с некоторыми древними вулканическими поясами, например, Казахстанским [Белый, 1969^б]. В существенно кремнекислых толщах ОЧВП пирокластические образования, туфы и игнимбриты, резко преобладают над лавами. Изучение их геологии и петрографии внесло значимый вклад в

общую дискуссию о происхождении игнимбритов [Сперанская, 1959, 1961, 1964, 1967; Милановский, Короновский, 1961; Сперанская, Печерский, 1964; Коптев-Дворников и др., 1967; Филатова, Дворянкин, 1974].

К началу 1970-х гг. завершается ряд государственных проектов по изучению Северо-Востока СССР. К 1964 г. на всю территорию Магаданской области и Чукотского АО составлены аэромагнитные карты, становятся возможными региональные обобщения, опирающиеся на комплексные магнитные и гравиметрические данные [Николаевский, 1967]. В конце 1960-х гг. закончено составление листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 для всей рассматриваемой территории и масштаба 1 : 200 000 – для ее значительной части. В изданном в 1970 г. сборнике "Геология СССР" вопросам стратиграфии и тектоники ОЧВП посвящены отдельные главы, написанные Е.К. Устиевым, В.Ф. Белым и И.М. Сперанской. Среди деталей строения и истории развития ОЧВП, описанных в этих главах, отметим следующие:

- представленные стратиграфические схемы предполагают длительное формирование вулканического пояса (с валанжина по палеоген и, возможно, неоген). Выделены четыре этапа вулканической активности: (1) валанжин-готерив, (2) апт-сеноман (местами также турон), (3) сенон-даний, (4) палеоген (местами – неоген);
- для северной части ОЧВП высказано предположение о миграции вулканической активности к юго-востоку (рис. 1-3);
- формирование структур ОЧВП авторы склонны связывать с внешними тектоническими причинами, а не с проявлениями кальдерной тектоники;
- отмечены структурные различия толщ "нижних андезитов" и перекрывающих их кислых вулканитов: андезиты склонны к образованию конических построек (стратовулканов), а риолит-дацитовые толщи обычно залегают полого, и лишь в краевых частях кальдер углы их наклона могут достигать 30-50°;
- детально описан характер взаимоотношений толщ ОЧВП с различными подстилающими и перекрывающими стратонами. Отмечен факт фациального замещения вулканитов синхронными осадочными вулканомиктовыми толщами Пенжинского прогиба, в современных тектонических схемах представляющего преддужье ОЧВП;
- присутствие внутри существенно кремнекислых толщ стратонов среднего и основного состава связывается с этапностью вулканизма;
- предложена схема формационного деления магматитов ОЧВП, учитывающая результаты петрографического и петрохимического изучения пород;

- представлены примерные оценки средней мощности вулканитов ОЧВП на его различных участках (1-2 км, в крупных отрицательных структурах – до 3-3.5 км), без описания методики оценки; на основе этих данных рассчитан суммарный объем вулканического пояса, приближающийся к 1 млн км³.

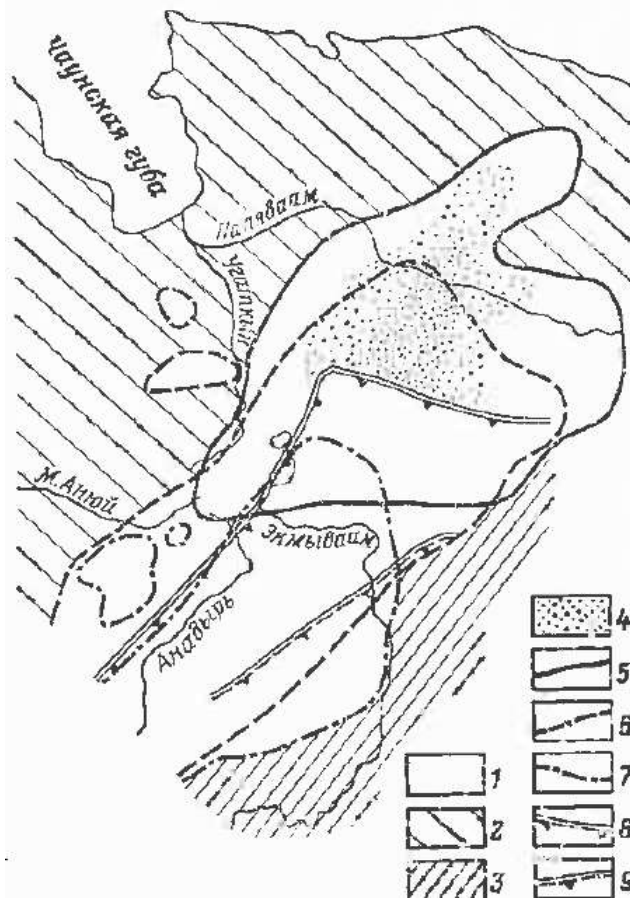


Рис. 1-3. Площади распространения эффузивов разных циклов в Центральнo-Чукотском районе ОЧВП [Геология СССР..., 1970].

1 – территория, относящаяся к ОЧВП; 2 – Чукотская складчатая область; 3 – Охотская складчатая область; 4 – Пегтымельский прогиб; 5-7 – ареалы вулканизма (5 – первый, 6 – второй, 7 – третий циклы); 8-9 – границы зон дислоцированных и недислоцированных вулканогенных толщ (8 – первого и второго цикла, 9 – третьего цикла).

Стратиграфические схемы Охотско-Чукотского пояса, разработанные в 1960-е – 1970-е гг. и до конца 1990-х гг. не претерпевшие принципиальных изменений, строились с использованием традиционных методов: (1) полевых наблюдений (изучение структурных взаимоотношений геологических тел), (2) сбора и определения остатков палеофлоры и (3) корреляции вулканогенных разрезов на основании петрографических и геохимических признаков. Из методов изотопного датирования до середины 1970-х гг. использовался только калий-аргоновый, преимущественно по валовым пробам. Большинство определений выполнено в лаборатории геохронологии, созданной ВНИИ-1 (г. Магадан) в конце 1950-х гг., и в 1960 г. вошедшей в состав Северо-Восточного комплексного НИИ СО АН СССР. Благодаря оперативности метода и хорошей организации работы лаборатории, уже к середине 1960-х гг. количество выполненных определений изотопного возраста превысило 1.5 тысячи, а к началу XXI в. – 6.5 тысяч [Котляр и др., 2001]. Интерпретации результатов К-Аг датирования

магматитов Северо-Востока Азии посвящены многочисленные печатные труды, большая часть которых выпущена в 1960-е – 1970-е гг. [Фирсов, 1959, 1960, 1962, 1965, 1966, Ненашев, 1962, 1965; Загрузина и др., 1967; Загрузина, 1970, 1975, 1977; Горбов и др., 1974; Загрузина, Матвеев, 1974; Загрузина, Ненашев, 1968; Загрузина, Смирнов, 1973; и другие].

Согласно данным, накопленным к середине 1970-х гг., значения калий-аргонового возраста вулканических и плутонических пород ОЧВП разбросаны от раннего мела до эоцена (112-55 млн лет), что само по себе вызывает некоторую настороженность. Главная же проблема заключалась в том, что радиометрические даты нередко противоречили наблюдаемой последовательности опробованных стратонов, что привело к заключению о неэффективности К-Аг метода как инструмента корреляции вулканогенных толщ [Загрузина, Матвеев, 1974]. Более того, очевидные расхождения результатов датирования с прямыми структурными взаимоотношениями геологических тел вызвали вполне понятный скепсис по отношению к изотопной геохронологии в целом. Это недоверие во многом сохраняется и сейчас, особенно у геологов "старой школы", работающих в местных организациях. На практике К-Аг определения использовались, как правило, для оценки возраста плутонических комплексов (если они не противоречили структурным взаимоотношениям между интрузивами и палеонтологически датированными стратифицированными образованиями).

В итоге, из имевшегося в распоряжении геологов фактического материала только палеоботанические данные обеспечивали сколь-либо надежную привязку стратонов ОЧВП к геохронологической шкале. Неудивительно, что изучению комплексов меловой палеофлоры Северо-Востока Азии посвящено так много работ [Белый, 1977; Вахрамеев, 1966, 1982; Герман, 1999; Герман, Спайсер, 1997; Дворянкин и др., 1990, 1993; Деятелилова и др., 1980; Лебедев, 1974, 1987, 1992; Лебедев, Филатова, 1998; Моисеева, Соколова, 2014; Самылина, 1962, 1967, 1986, 1987, 1988; Похиалайнен, 1990, 1994; Филатова, Лебедев, 1982; Филиппова, 1978, 1989, 1997, 2001; Филиппова, Абрамова, 1993; Щепетов, 1991, 1992, 1995; и другие]. Обобщение информации, поступавшей от многочисленных геологосъемочных групп и собиравшейся в ходе тематических работ, послужило основой для создания региональных стратиграфических схем, в том числе принятых в настоящее время [Решения..., 1978, 2009]. Успехи в изучении стратиграфии ОЧВП на базе палеофлористических данных отражены в первых монографиях, рассматривающих весь вулканический пояс, а не его отдельные фрагменты [Белый, 1977, 1978]. По сравнению с более ранними публикациями, предполагавших длительную активность ОЧВП, с апта по палеоцен включительно [Белый, Тильман, 1966; Белый, 1969^а; Тильман и др., 1969], в этих монографиях Охотско-Чукотский пояс представляется относительно короткоживущей структурой, сформированной в интервале средний альб – сеноман (рис. 1-4).

С середины 1970-х гг. разворачивается оживленная, если не сказать ожесточенная дискуссия о возрасте отдельных флористических комплексов и охарактеризованных ими стратонів ОЧВП. Главным предметом обсуждения было присутствие либо отсутствие в составе ОЧВП сенонских образований. На протяжении примерно 20 лет В.Ф. Белый с соавторами отстаивали стратиграфическую схему, предполагающую полное завершение активности Охотско-Чукотского пояса до начала сенона [Белый, 1975, 1977, 1981, 1982, 1988, 1992; Решения..., 1978], в то время как Е.Л. Лебедев, Н.И. Филатова и ряд других исследователей [Лебедев, 1975, 1979, 1987, 1992; Филатова, 1988; Филатова, Лебедев, 1982; Филатова и др., 1977; Дворянкин и др., 1990] считали, что сенонские комплексы широко представлены в ОЧВП, и формирование вулканического пояса продолжалось до кампанского века включительно. Дискуссия завершилась к середине 1990-х гг. признанием существования сенонских стратонів ОЧВП [Белый, 1994; Белый, Белая, 1998]. Соответственно, научное сообщество вернулось к модели длительного, не менее 30 млн лет, формирования вулканической провинции (рис. 1-4).

Вследствие доминирования палеоботанических методов в оценке возраста континентальных вулканитов мощным пирокластическим толщам, составляющим нижнюю часть разреза ОЧВП в некоторых его сегментах и лишенным определимых остатков палеофлоры, местными геологами нередко *a priori* приписывался альбский возраст; основанием служили региональные схемы, предполагающие более-менее синхронное начало вулканической активности данной провинции [напр., Журавлев, Ситковский, 1975ф; Желтовский, 1980ф; Чубаров, Вяткин, 1988ф]. Возраст некоторых из этих стратонів впоследствии существенно корректировался (см. раздел 3.5.6).

В 1970-е гг. детализируются представления о тектоническом строении и истории геологического развития всего Северо-Востока Азии [Тильман, 1973; Тильмани др., 1975; Некрасов, 1971] и, в частности, Охотско-Чукотского пояса. В.Ф. Белым [1977] предложен вариант районирования ОЧВП (рис. 1-5), поддержанный большинством исследователей и в общих чертах сохранившийся до настоящего времени. Согласно этой схеме районирования, вулканический пояс включает две зоны, "внешнюю" и "внутреннюю" (в современной тектонической лексике – соответственно тыловую, обращенную к континенту, и фронтальную, обращенную к океану; именно эти термины будут использоваться далее по тексту). Показано, что продольные зоны ОЧВП различаются общей мощностью вулканитов (таблица 1-1) (фронтальная – в среднем 4.8 км, тыловая – 1.7 км), составом пород (фронтальная – преимущественно андезибазальты и андезиты, тыловая – бимодальные серии со значительной долей кислых пород) и морфологией вулканоструктур (фронтальная – линейные вулканопогибы, тыловая – локальные субизометричные кальдерные просадки и

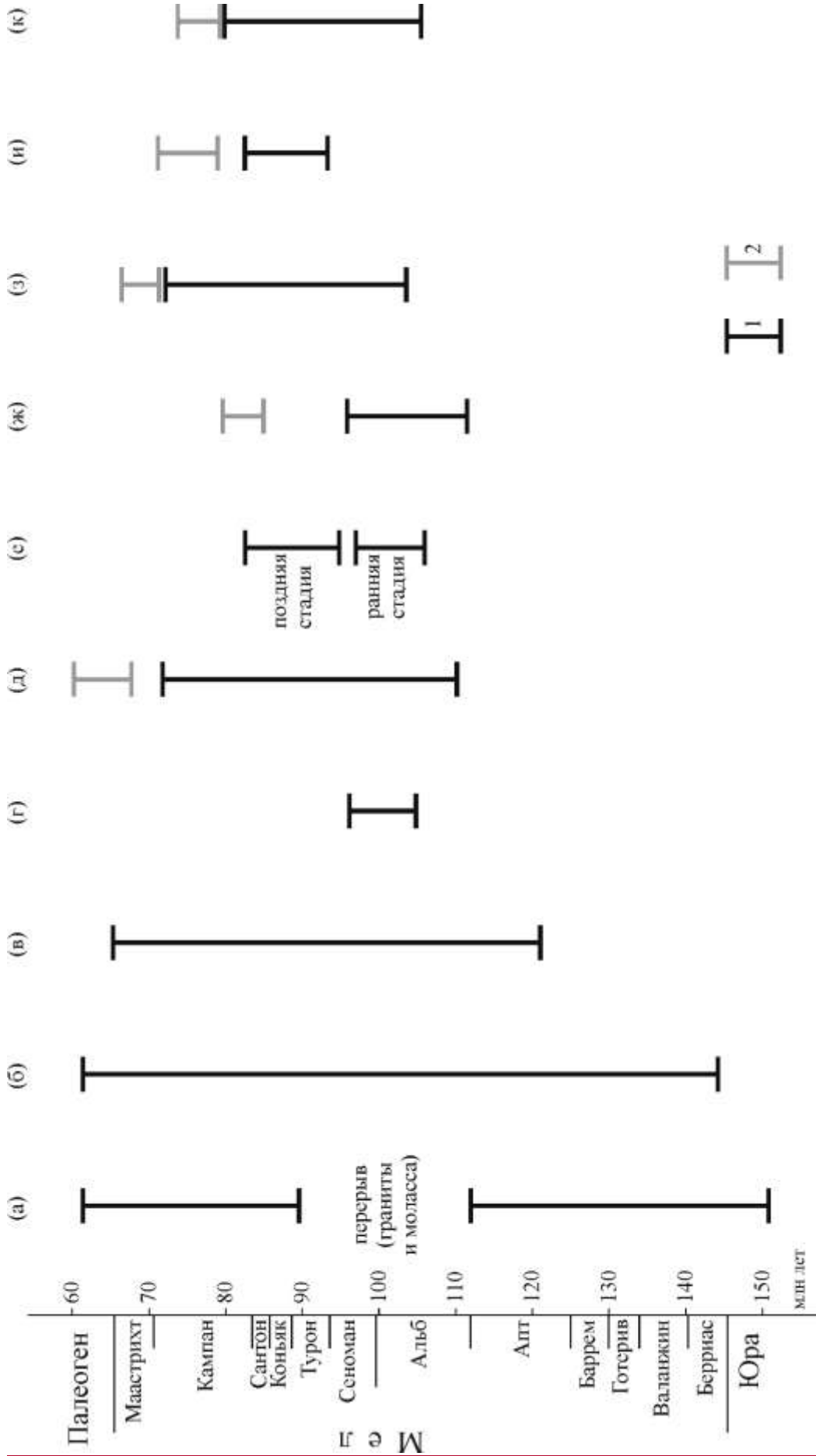


Рис. 1-4. Диаграмма, отражающая изменение представлений о возрасте Охотско-Чукотского вулканического пояса: (а) Устиев, 1959, 1963; (б) Шпетный и др., 1974; Умитбаев, 1986; (в) Белый, 1969^а; (г) Белый, 1975, 1977, 1982, 1988, 1992; (д) Лебедев, 1975, 1979, 1987, 1992; Филатова и др., 1977; Филатова, 1978, 1987, 1988; Филатова, Лебедев, 1982; Дворянкин и др., 1990; (е) Белый, 1994; Белый, Белая, 1998; (ж) Котляр, Русакова, 2004; (з) Варламова и др., 2004ф (Центрально-Чукотский, Анадырский и Восточно-Чукотский сегменты ОЧВП); (и) Kelley et al., 1999; Isrolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Akinin, Ханчук, 2005; (к) Мишин и др., 2010а; Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012.

1 – собственно ОЧВП, 2 – "верхние базальты". Геохронологическая шкала по Gradstein et al., 2004.

Таблица 1-1. Сравнительная характеристика тыловой ("внешней") и фронтальной ("внутренней") зон ОЧВП [Белый, 1978].

Признаки		Внутренняя зона	Внешняя зона
Вулканические накопления	Объем, тыс. км ³	550-555	370-375
	Площадь, тыс. км ²	116	218
	Мощность средняя (в скобках - максимальная), км	4.8 (7.0)	1.7 (3.5)
	Главные формации (формации больших объемов)	Высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов	Амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезибазальтов; риолит-дацитовая; риолит-андезидацитовая
	Главные типы структур	Линейные отрицательные вулканотектонические структуры (грабен-синклинали) и магматогенные поднятия	Вулканоструктуры оседания и кольцевые интрузивно-эффузивные (магматические) структурные комплексы
Ранние интрузивные комплексы	Формации	Тоналит-диоритовая	Гранодиорит-гранитная
	Характер щелочности главных типов пород	Резко натровый	Калий-натровый
	Форма интрузивов	Преобладают линейные и батолитоподобные плутоны	Межформационные, батолитоподобные и трещинные плутоны

вулканотектонические депрессии). Помимо продольных структурных зон, В.Ф. Белый выделил в составе ОЧВП шесть поперечных сегментов: Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский "секторы", а также Западно-Охотскую и Восточно-Чукотскую "фланговые зоны". Две последние структуры представляют собой крайние юго-западный и северо-восточный сегменты вулканического пояса, не поделенные на фронтальную и тыловую зоны; их структурные и вещественные характеристики аналогичны таковым тыловой зоны ОЧВП. Различия сегментов определяются гетерогенностью основания вулканического пояса, которое включает как блоки дорифейской континентальной коры, так и относительно молодые складчатые зоны. Неоднородность континентальной коры предполагает ее различный вклад в петрогенез; как следствие, средняя кремнекислотность и уровень щелочности вулканитов значимо меняются от сегмента к сегменту [Белый, 1978; Котляр и др., 1981]. Результаты обработки геофизических данных (в первую очередь магнито- и гравиметрических) в целом согласуются со структурной схемой В.Ф. Белого. Фронтальная зона ОЧВП характеризуется повышенными значениями магнитного поля и распространением линейных аномалий,



Рис. 1-5. Схема районирования ОЧВП [Белый, 1977].

1 – внешняя зона, 2 – внутренняя зона (У – унаследованная, Н – новообразованная), 3 – фланговые зоны, 4 – границы секторов (Ц – Центрально-Чукотский, А – Анадырский, П – Пенжинский, О – Охотский), 5 – местоположение разрезов и их номера.

ориентированных согласно простиранию вулканического пояса. В тыловой зоне магнитные аномалии выражены слабее и обнаруживают связь со структурами мезозоид. Кроме того, переход от тыловой зоны к фронтальной сопровождается быстрым ростом значений Δg , что интерпретируется как следствие сокращения мощности коры и увеличения ее средней плотности [Николаевский, 1967]. Необходимо заметить, что данная структурная схема, которой В.Ф. Белый придерживался и в более поздних публикациях [Белый, 1994], включает в состав фронтальной зоны ОЧВП некоторые комплексы волжско-раннемеловой Удско-Мургальской дуги, которая в настоящее время рассматривается в качестве самостоятельной вулканической провинции [Парфенов, 1984; Филатова, 1988; Соколов и др., 1999]. В частности, к ОЧВП были отнесены раннемеловые вулканогенные толщи Мургальского поднятия, полуостровов Тайгонос, Кони и Пьягина (рис. 1-5). При этом более ранние, домеловые вулканогенные формации этих структур В.Ф. Белый связывал с развитием "Тайгоносской геосинклинали" [1977, 1978], подчеркивая унаследованный характер части фронтальной зоны ОЧВП. Исключение из ОЧВП существенно андезитовых толщ Удско-Мургальской дуги значительно снижает оценки общей мощности вулканитов в "остатках" его фронтальной зоны и повышает оценку средней кремнекислотности пород. Кроме того, это нарушает аргументацию вывода о значимых различиях морфологии вулканоструктур тыловой и фронтальной зон (линейные складки, параллельные простиранию вулканического пояса, характерны именно для комплексов Удско-Мургальской дуги – [Филатова, 1988; Горячев, 2005]).

Геологосъемочные проекты 1950-х – 1970-х гг. включали в качестве обязательного компонента петрографическое изучение магматических пород и лабораторное определение содержания в них петрогенных оксидов [Инструкция..., 1986]. Объем петрографической и петрохимической информации, накопленной к концу 1970-х гг., был уже весьма внушительным: одна лишь Центральная лаборатория ПГО "Севостгеология" выполнила десятки тысяч силикатных анализов методом "мокрой химии". Результаты обобщения этих данных легли в основу схем формационного деления Охотско-Чукотского пояса [Геология СССР, 1970; Белый, 1978] (рис. 1-6). К сожалению, в отношении определения содержаний элементов-примесей, как и в случае с изотопной геохронологией, ставка была сделана на дешевые и доступные методы, в первую очередь на полуколичественный спектральный анализ. Высокая чувствительность данного метода позволяет широко применять его в поисковых целях, а недостаточную точность предлагалось компенсировать количеством определений и их статистической обработкой. Относительно точные ("прецизионные") методы – такие, как масс-спектрометрические, атомно-эмиссионные, нейтронно-активационные – стали применяться для петролого-геохимических исследований пород ОЧВП лишь с середины 1980-х гг., и в настоящее время их дефицит остается весьма ощутимым.

Накопление и систематизация геологической информации по зарубежным территориям, а также развитие международного научного сотрудничества сделали возможным сопоставление ОЧВП с прочими вулканическими провинциями Земли. А.А. Богдановым [1965, 1970] сформулированы основные положения о геологии "краевых вулканических поясов". Черты сходства и различия ОЧВП с современными окраинно-континентальными поясами также анализируются в работах М.Г. Ломизе [1976], В.Ф. Белого [1977], Л.М. Парфенова [1980].

В 1970-е гг. опубликованы первые оценки объема вулканитов ОЧВП, хотя результаты расчета площади выхода различных по составу пород Охотско-Чукотского пояса можно встретить и в более ранних работах [Устиев, 1959]. Оценки объема ОЧВП, в частности, приведены в XXX томе "Геологии СССР" [1970], в монографиях В.Ф. Белого [1977] и И.Н. Котляра с соавторами [1981] – к сожалению, без описания процедуры расчетов. Отмечено, что вычисления произведены исходя из данных о площади выхода различных формаций ОЧВП и представлений о средней мощности вулканитов, и что объем вулканитов определен "с минимальным учетом эродированных площадей" (однако никакие пояснения на этот счет не представлены, как и значения объема эродированных вулканитов). Оценки, приведенные в разных работах, несколько различаются: 930 тыс. км³ (таблица 1-1; Белый [1978]), 1055 тыс. км³ [Белый, 1977]; 1043 тыс. км³ [Котляр и др., 1981]. В таблице 1-2 сведены данные об объеме вулканических формаций различных сегментов ОЧВП [Котляр и др., 1981]. Включение в общий баланс объема вулканитов, приходящихся на акваторию Охотского и Берингова морей, по мнению В.Ф. Белого [1977], добавляет к объему ОЧВП еще около 200 тыс. км³.

Так или иначе, общий объем вулканитов Охотско-Чукотского пояса, согласно приведенным данным, приближается к 1 млн км³, и из них около 300 тыс. км³ приходится на породы кислого состава. Эта оценка до настоящего момента не корректировалась, несмотря на то, что она подразумевает включение в состав ОЧВП части Удско-Мургальской дуги, в соответствии со структурной схемой В.Ф. Белого [1977, 1978] (см. выше).

В 1950-е – 1970-е гг. значительно расширился список рудных месторождений, открытых в вулканических и плутонических комплексах ОЧВП и его ближайших окрестностей; выявлен ряд объектов с промышленной минерализацией золота, серебра, ртути, меди, олова, сурьмы. В числе наиболее крупных открытий – месторождения Дукат, Майское, Валунистое, Карамкен, Хаканджинское, Светлое, Песчанка. Вопросы формирования месторождений и закономерности их размещения на территории Северо-Востока СССР широко обсуждаются в публикациях [Лугов, 1962; Новые данные..., 1969; Лугов, Макеев, 1972; Флеров, 1976, и другие].

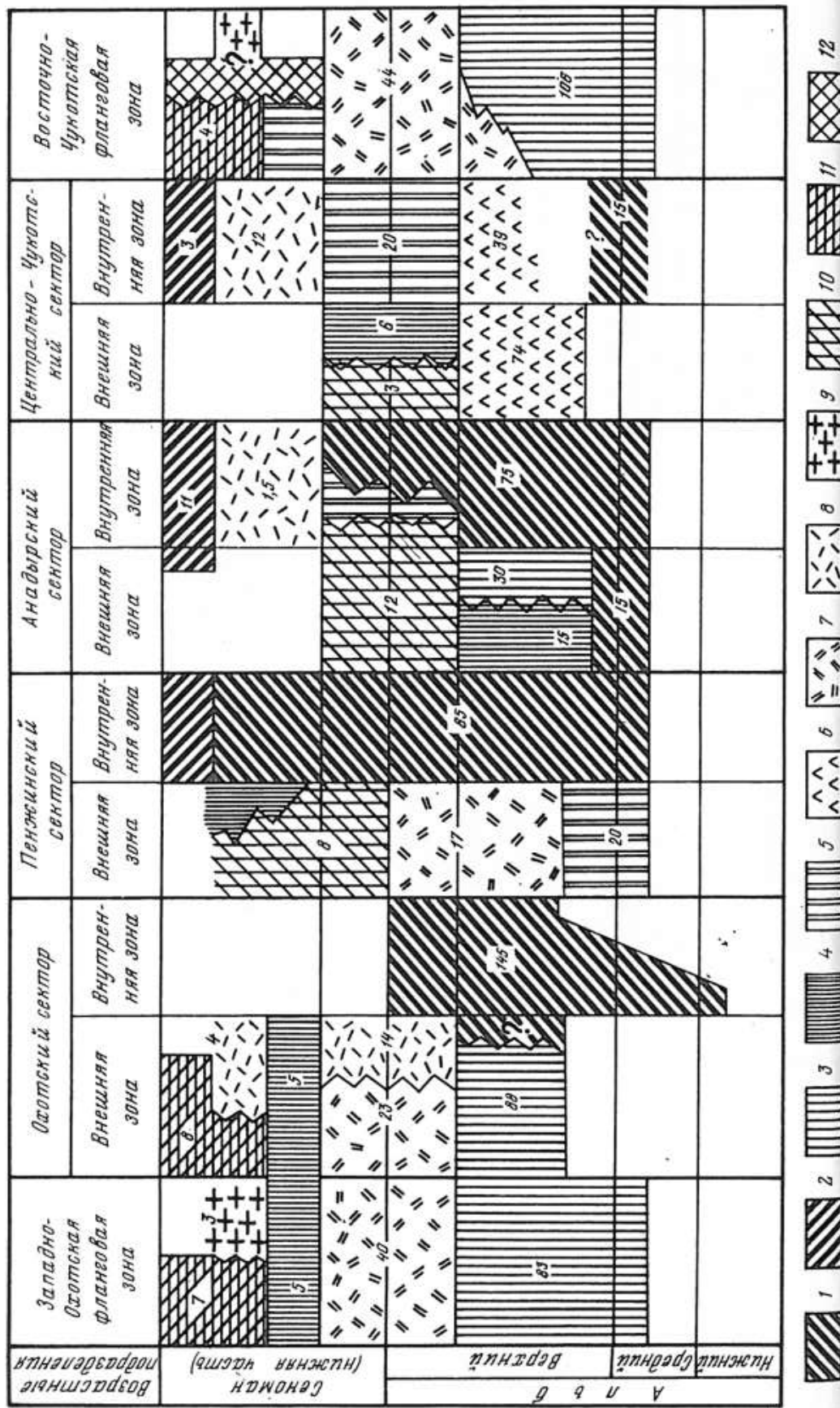


Рис. 1-6. Вулканогенные формации ОЧВП [Белый, 1978].
 1-2 – базальтовые формации (1 – высокоглиноземистых базальтов и андезитобазальтов, 2 – базальт-трахибазальтовая); 3-5 – андезитовые формации (3 – амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезитобазальтов, 4 – двупироксеновых андезитобазальтов и андезитов, 5 – неустоявленного типа); 6-9 – игнибритовые формации (6 – риолит-андезито-дацитовая, 7 – риолит-андезито-дацитовая, 8 – риолитовая, 9 – риолит-трахитовая), 10-12 – контрастные формации (10 – риолит-андезитобазальтовая, 11 – риолит (трахириолит)-базальтовая, 12 –

1.5. Конец 1970-х – начало 1990-х гг.

Государственная программа среднемасштабной геологической съемки действовала вплоть до начала 1990-х и обеспечивала значительный приток информации, касающейся структурной геологии, петрографии и петрохимии ОЧВП. Однако главные перемены 1970-х – 1980-х гг. обусловлены, скорее, внешними причинами: до уровня региональных геологических организаций докатывается "новая волна", связанная с внедрением в практику положений тектоники литосферных плит. Первые попытки приложения новых геотектонических моделей к имеющимся материалам региональной геологии Северо-Востока предприняты в работах Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натапова и их соавторов [Зоненшайн и др., 1976, 1978; Натапов и др., 1977]. Разумеется, мгновенная смена парадигм в сознании ученых-геологов была бы маловероятным событием, тем более в СССР, где школа "классического" направления занимала весьма прочные позиции. В 1970-е гг. возникает и становится популярной концепция конструктивного тектогенеза, дополняющая традиционную геосинклинальную теорию представлениями о масштабных горизонтальных движениях земной коры и превращении океанической коры в континентальную. На этой основе рядом ученых (А.В. Пейве, Н.А. Богданов, Ю.М. Пуцаровский, А.Л. Книппер, А.А. Моссаковский и другими) создавались модели эволюции складчатых областей Северной Евразии. Тектоническая история Северо-Востока СССР рассматривается в этом ключе в некоторых работах С.М. Тильмана [1975; Тектоника континентальных окраин..., 1980].

В 1980-е гг. все больше исследователей склоняются к признанию плейт-тектонических моделей. В печати излагаются представления о формировании Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей в результате объединения разнородных тектонических блоков, в разное время аккрегированных к окраине Сибирского континента [Парфенов, 1984; Тильман, 1987; Соколов и др., 1988; Зоненшайн и др., 1990; Богданов, Тильман, 1990, и другие]. Новый подход к тектоническому районированию, предполагающий выделение комплексов, сформированных в различных геодинамических обстановках, находит отражение в металлогенических моделях [Натапов, Ставский, 1985; Умитбаев, 1986]. Признание тектоники литосферных плит как основы для региональных тектонических моделей выразилось, в частности, в том, что с 1987 г. Научно-технический совет ПГО "Севвостгеология" рекомендует своим геологосъемочным группам руководствоваться именно положениями плейт-тектоники.

Таблица 1-2. Оценки объема вулканогенных формаций ОЧВП (тыс. км³) в его различных сегментах, по данным из монографии И.Н. Котляра с соавторами [1981].

Сегменты	Тыловая зона				Фланговые зоны		Фронтальная зона				всего по ОЧВП	
	Охотский	Пенжинский	Анадырский	Центр.-Чукотский	Зап.-Охотская	Вост.-Чукотская	Охотский	Пенжинский	Анадырский	Центрально-Чукотский		
преимущественно основного состава												
Высокоглиноземистых базальтов-андезибазальтов	-	-	15	-	-	-	144	85	75	-	319	
Базальт-трахибазальтовая	-	-	-	-	3	3	1	0.1	11	3	21.1	
преимущественно среднего состава												
Амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезибазальтов	88.9	-	30	-	62	106	8	-	-	-	294.9	
Двупироксеновых андезитов и андезибазальтов	5	-	15	6	-	-	4	-	-	-	30	
Андезитовые нерасчлененные	-	20	-	-	-	-	-	-	-	20	40	
преимущественно кислого состава												
Риолит-дацитовая	23	17	-	-	-	31	5	-	-	-	76	
Риолитовая	14	-	-	-	-	-	0.5	-	1.5	12	28	
Риолит-андезидацитовая	-	-	-	74	-	-	-	-	-	39	113	
Риолит-трахитовая	-	-	-	-	3	3	-	-	-	-	6	
контрастные												
Андезибазальт-андезидацит-риолитовая	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	12	
Риолит-андезибазальтовая	-	10	-	3	52	21	-	-	4	-	90	
Риолит-базальтовая	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	
<i>В контрастных формациях</i>	<i>основные</i>	8	7	7	2.5	32	7	-	-	2	-	65.5
	<i>кислые</i>	4	3	5	0.5	20	14	-	-	2	-	48.5
ИТОГО	142.9	47	72	83	120	164	162.5	85.1	91.5	74	1042	
<i>% от общего объема ОЧВП</i>	<i>13.7</i>	<i>4.5</i>	<i>6.9</i>	<i>8.0</i>	<i>11.5</i>	<i>15.7</i>	<i>15.6</i>	<i>8.2</i>	<i>8.8</i>	<i>7.1</i>	<i>100.0</i>	
<i>доля кремнекислых вулканитов, %</i>	<i>28.7</i>	<i>42.6</i>	<i>6.9</i>	<i>89.8</i>	<i>19.2</i>	<i>29.3</i>	<i>3.4</i>	<i>0.0</i>	<i>3.8</i>	<i>68.9</i>	<i>26.1</i>	

Таблица 1-2 (окончание)

	Охотский	Пенжинский	Анадырский	Центрально-Чукотский	Западно-Охотский	Восточно-Чукотский
Общий объем вулканитов по сегментам, тыс. км ³	142.9	132.1	163.5	157	120	164

объемное соотношение вулканитов по зонам ОЧВП	внешняя зона	фланговые зоны	внутренняя зона
тыс. км ³	344.9	284	250.6
%	39.2	32.3	28.5

объемное соотношение формаций различного состава	основные	средние	кислые
тыс. км ³	405.6	364.9	271.5
%	38.9	35.0	26.1

В рамках новой концепции ОЧВП, как и прочим "краевым вулканическим поясам" А.А. Богданова [1961, 1965, 1970], отводилась роль типичной надсубдукционной вулканической провинции (континентальной дуги) андийского типа [Умитбаев, 1986, Филатова, 1988; Зоненшайн, 1990]. В качестве доказательств отмечались такие факты, как приуроченность проявлений вулканизма к окраине мезозойского континента, широкое распространение пород известково-щелочной серии, наличие мощных, до 3 км, осадочных комплексов преддужья, а также сходство с современными окраинно-континентальными вулканическими поясами. Удско-Мургальская дуга рассматривается уже не в составе ОЧВП, а как самостоятельная вулканическая провинция, также имеющая субдукционную природу и закончившая развитие в конце неокома [Парфенов, 1984]. Н.И. Филатова [1987, 1988] предложила исключить из состава ОЧВП и "верхние базальты", исходя из их геохимического сходства с внутриплитными (а не субдукционными) вулканитами, а также из приуроченности молодых существенно базитовых стратонев ОЧВП к наложенным грабенообразным структурам.

На фоне активного обсуждения новых тектонических моделей идет менее громкий, но не менее важный процесс расширения аналитической базы научных геологических организаций. В конце 1970-х гг. в печати появляются новые результаты изотопного датирования метаморфических и магматических комплексов Северо-Востока: изохронного Rb-Sr [Жуланова и др., 1977; Таусон и др., 1978; Загрузина и др., 1979], изохронного Pb-Pb по валовым пробам [Корольков и др., 1974; Соболев и др., 1977], U-Pb изохронного по цирконам [Бибикова и др., 1978]. Позже, в 1980-е гг., к этим данным добавляются Sm-Nd [Бибикова, Баадсгаард, 1986] и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [Фугзан и др., 1985] датировки. К сожалению, неудовлетворительная оснащенность отечественных научных и производственных организаций высокоточной аналитической техникой не позволила собрать эти данные в количестве, достаточном для построения геохронологических моделей ОЧВП или хотя бы его отдельных сегментов. Как правило, публикации этого периода, включающие данные прецизионной геохимии, рассматривают лишь сравнительно небольшие участки вулканического пояса [Захаров и др., 1986]. В обзорных работах основное внимание уделяется описанию геологических особенностей магматических комплексов и обработке петрохимической информации, например, [Котляр и др., 1981; Сахно, Полин, 1984; Соболев, 1989].

В 1986 г. опубликована монография И.Н. Котляра [1986], в которой рассмотрены вопросы геологии и петрологии ряда вулканоструктур ОЧВП, и обсуждаются признаки, позволяющие различать безрудные и рудоносные структуры. В вопросах петрогенеза магм ОЧВП, включая проблему генерации значительных объемов андезитовых и кремнекислых магм, И.Н. Котляр отдавал предпочтение гипотезе флюидно-магматического взаимодействия.

Главные идеи данной работы позже были защищены И.Н. Котляром в рамках докторской диссертации [Котляр, 1990].

В 1988 году была издана монография Н.И. Филатовой, обобщающая собранные к этому времени сведения о геологии и стратиграфии различных сегментов ОЧВП и о химическом составе магматических пород, и увязывающая эти сведения с региональными плейт-тектоническими моделями. Данная работа, в частности, содержит упоминания о признаках поперечной геохимической зональности Охотско-Чукотского пояса, свойственной большинству субдукционных магматических поясов [Филатова, 1988, с. 86].

Многим специалистам, как занятым на производстве, так и связанным с академической наукой, 1980-е гг. запомнились как период щедрой государственной поддержки геологических работ на территории Северо-Востока СССР. В это время на значительной части рассматриваемой территории выполнялась геологическая съемка масштаба 1:50 000. Экспедициями ПГО "Севвостгеология" для решения узкоспециализированных задач широко привлекались академические институты. Немалые средства вкладывались в поисковые работы, хотя практическая отдача от этих вложений по сравнению с предыдущими этапами освоения региона снизилась – "белых пятен" на картах не осталось, и наиболее крупные и открытые непосредственному наблюдению объекты к этому времени были уже обнаружены. Тем не менее, в 1980-е гг. на территории ОЧВП и в прилегающих структурных зонах открыт ряд золоторудных и золото-серебряных месторождений: Двойное, Кубака, Джульетта, Кекура, Лунное и др.

1.6. Начало 1990-х гг. – настоящее время

Несмотря на то, что внутривосточные процессы последнего десятилетия XX в. неблагоприятно сказались на состоянии отечественной геологии, некоторые побочные эффекты этих процессов можно считать вполне позитивными. С начала 1990-х гг. активизируется сотрудничество с коллегами из развитых стран. Во-первых, это обеспечило доступ к высокотехнологичной аналитической аппаратуре (как в отношении приобретения импортной техники отечественными институтами, так и при совместных исследованиях с использованием зарубежной аналитической базы). Во-вторых, обсуждение вопросов региональной геологии Северо-Востока Азии вышло на международный уровень. Статьи, посвященные различным аспектам геологического строения и истории Северо-Востока Азии, все чаще публикуются в ведущих научных журналах мира [напр., Rubin et al., 1995; Kelley et al., 1999; Kuzmichev, 2009; Natal'in et al., 1999; Akinin, Calvert, 2002; Oxman, 2003; Hourigan, Akinin, 2004; Ispolatov et al., 2004; Miller et al., 2006; Prokopiev et al., 2008; Akinin et al., 2009; Tschegg et al., 2011; Miller et al., 2013; Amato et al., 2015; Till, 2016, и другие]. Ниже перечисляются главные научные

результаты, полученные в течение двух последних десятилетий при исследовании Охотско-Чукотского пояса и сопредельных геоструктур.

Геохронология и стратиграфия. В изучении ОЧВП открывается новое направление, связанное с использованием относительно точных и надежных методов изотопного датирования, в первую очередь $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определений по мономинеральным фракциям (достоинства и недостатки этих методов обсуждаются в разделах 3.1 и 3.2). Первые результаты [Moll-Stalcup et al., 1995; Lane et al., 1998; Белый, Белая, 1998; Kelley et al., 1999; Акинин и др., 2000; Исполатов и др., 2000; Тихомиров и др., 2002], полученные для вулканитов Центрально-Чукотского и Охотского сегментов вулканического пояса, хорошо согласовались с наблюдаемыми структурными взаимоотношениями геологических тел, но вместе с тем разошлись с принятыми стратиграфическими схемами [Решения..., 2009]. Наиболее значимые расхождения касались нижних стратиграфических уровней ОЧВП (рис. 1-7). Почти все $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb даты, полученные для вулканитов ОЧВП до середины 2000-х гг., сошлись в сравнительно узком промежутке времени (89-82 млн лет), что давало основания для интригующих заключений о кратковременной и, следовательно, катастрофической вулканической активности изучаемой провинции [Ispolatov et al., 2004; Акинин, Ханчук, 2005]. Дальнейшее расширение фактической базы, впрочем, не подтвердило этих предположений. В течение нескольких последующих лет для вулканитов ОЧВП получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb возраста, соответствующие альбскому и сеноманскому векам [Тихомиров и др., 2006; Мишин и др., 2008; Akinin, Miller, 2011; Tikhomirov et al., 2012]. Это сблизило оценки общего возрастного интервала формирования ОЧВП, полученные радиогеохронологическими и палеоботаническими методами (альб – кампан). Тем не менее, датирование вулканогенных толщ, лишенных определимых остатков палеофлоры, показало, что в состав ОЧВП включались образования других, более древних вулканических провинций (подробнее см. раздел 3.5).

Попытка обобщения данных прецизионной геохронологии для магматических комплексов ОЧВП (145 U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат) предпринята В.В. Акининым и Э.Л. Миллер [2011] (рис. 1-8). Согласно этим данным, ОЧВП сохранял активность в интервале 106-74 млн лет, и период наибольшей интенсивности извержений приходится на 89-81 млн лет, т.е. на коньяк-кампанское время¹. "Верхним базальтам" на гистограмме соответствует отдельный пик с возрастом около 79 млн лет, который, впрочем, лишь на 1-2 млн лет моложе главных формаций ОЧВП, и нет оснований считать, что данные изотопного датирования убедительно подтверждают положение о связи "верхних базальтов" с наложенным тектоническим событием

¹ В данной диссертационной работе, за исключением специально оговоренных случаев, используется геохронологическая шкала Gradstein et al., 2004.

(см. раздел 5.2.4).

К вопросам петрогенеза магм Охотско-Чукотского пояса имеют непосредственное отношение результаты исследования нижнекоровых ксенолитов из позднекайнозойских щелочных базальтоидов Аляски и Северо-Востока Азии [Акинин, Апт, 1997; Akinin et al., 2009]. Возраст цирконов, извлеченных из ксенолитов гнейсов и кристаллических сланцев, указывает на глубокую переработку континентальной коры региона в течение мела и палеоцена (138-60 млн лет), вероятно, при термальном воздействии базитовых магм субдукционного происхождения.

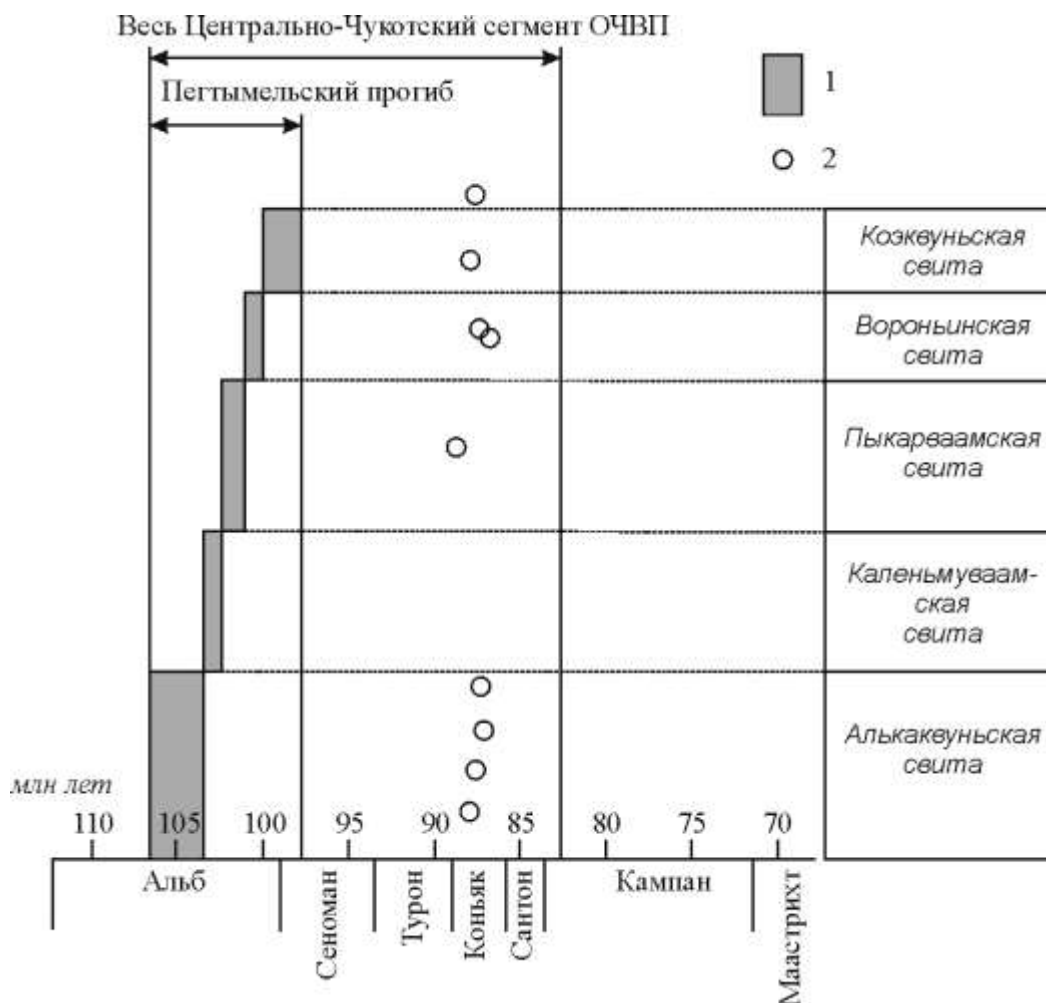


Рис. 1-7. Сопоставление возраста главных стратонов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, установленного палеоботаническими методами (1) и с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок (2). Стрелками показан временной интервал формирования Пегтымельского прогиба и всего Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, по данным В.Ф. Белого и Б.В. Белой [1998] [Isplatov et al., 2004, упрощено].

Необходимо отметить, что использование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb дат в качестве основы стратиграфических схем ОЧВП некоторыми коллегами было встречено скептически. Отчасти, возможно, это недоверие можно отнести к последствиям многолетнего применения калий-аргонового датирования, когда полученные результаты нередко противоречили наблюдаемым

структурным взаимоотношениям геологических тел. Вместе с тем, на протяжении последнего десятилетия группой исследователей из СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан (В.Ф. Белый, И.Н. Котляр, И.Л. Жуланова, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева) публикуются работы, в которых достоверность результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования подвергается сомнению [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007; Белый, 2008; Котляр и др., 2013]. В качестве альтернативы предлагается использовать результаты K-Ar и изохронного Rb-Sr датирования, которые, по мнению авторов методики, не обнаруживают существенных расхождений с прежними стратиграфическими схемами ОЧВП [Котляр, Русакова, 2004, 2005; Жуланова и др., 2007]. Согласно геохронологической модели, предложенной И.Н. Котляром и Т.Б. Русаковой



Рис. 1-8. Гистограмма распределения возраста вулканических пород ОЧВП и структур его основания по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датирования [Акинин, Миллер, 2011].

[2004], большая часть разреза ОЧВП сформирована в течение альбского и сеноманского веков, а извержения "верхних базальтов" имели место в сантоне и раннем кампане после длительного, около 10 млн лет, перерыва (рис. 1-4ж). Главные положения дискуссии о методике геохронологического изучения континентальных вулканических провинций представлены в разделах 3.1 и 3.2.

Мнения исследователей о возрасте стратофлор Северо-Востока Азии сейчас, как и в

1970-е гг., весьма далеки от единодушия, что наглядно иллюстрирует таблица из монографии И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой [2004] (таблица 1-3). К примеру, оценки возраста чаунской флоры варьируют в интервале средний альб – коньяк, арманской – от среднего альба до сантона, аркагалинской – от позднего альба до кампана. Главной причиной сохраняющихся разногласий, очевидно, являются объективные трудности изучения стратиграфии областей континентального вулканизма (подробнее см. раздел 3.1). Как известно, возраст палеофлоры определяется по совместным находкам растительных остатков и морской фауны, которые типичны для отложений прибрежных низменностей. Но большая часть территории ОЧВП в период активных извержений представляла собой не низменность, а вулканическое плато, и нет никакой гарантии, что растительные сообщества столь разных обстановок развивались синхронно [Лебедев, Филатова, 1998; Герман, 1999]. В качестве главной тенденции последних пятнадцати лет можно отметить переход от "одномерных" схем, предполагающих последовательную смену стратофлор на всей территории Северо-Востока Азии [Самылина, 1986; Белый, 1982; Лебедев, 1987; Филиппова, Абрамова, 1993], к более сложным, допускающим сосуществование различных флористических комплексов, формирующихся в различной палеогеографической обстановке [Щепетов, 1995; Герман, 1999].

Геохимия. Использование точных аналитических методов позволило добиться определенных успехов в изучении содержаний элементов-примесей и изотопных отношений в породах ОЧВП. Для ряда вулканических комплексов получены данные, соответствующие международным стандартам качества. Правда, результаты исследований в этой области трудно назвать неожиданными. Среди главных выводов можно отметить следующее:

- вулканитам среднего-основного состава, распространенным в нижней и средней частях разреза ОЧВП, свойственны такие типичные признаки надсубдукционных серий, как отрицательные Ta-Nb аномалии, относительное обогащение свинцом и повышенные отношения содержаний крупноионных элементов к высокозарядным и редкоземельным [Полин, Молл-Столкап, 1999; Kalinina et al., 2006; Акинин, Миллер, 2011];
- кремнекислые вулканиты ОЧВП, при их относительном сходстве в содержаниях петрогенных элементов, заметно различаются микроэлементным и изотопным составом, тем самым отражая химическую неоднородность коровых источников магм [Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2007, 2008; Pittarello et al., 2013];
- эволюция андезитовых серий протекала с широким участием в петрогенезе вещества континентальной коры [Kalinina, 2007; Акинин, Миллер, 2011];
- "верхние базальты" ОЧВП сочетают геохимические особенности, свойственные внутриплитным и субдукционным образованиям [Полин, 1990; Полин и др., 2006; Kalinina et al., 2008];

Эпоха	Век	Время	Возраст	Решения	В.А.Самылина (1986, 1987, 1988) стратифлора	В.Ф.Белый (1988 флора, комплекс)	В.Ф.Белый (1994, 1997) флора	В.Ф.Белый (2001, 2003) флора	Е.Л.Лебедев (1987 флора, комплекс)	Г.Г.Филиппова, Л.Н.Абрамова (1993 комплекс)	Г.Г.Филиппова, 1997 комплекс	С.В.Щелетов (1981, 1992) макрофлора, стратифлора	С.В.Щелетов (1981, 1992) флора, горизонт	А.Б.Герман, 1999 этап, флора, горизонт		
Поздняя	Камаган		66					Корякская	Корякский	Барыковский	Корякский, горно-реченский		Корякский, барыковский	Корякский, барыковский		
			67													
			68													
			69													
			70													
			71													
			72													
			73													
			74													
			75													
			76													
			77													
78																
79																
80																
81																
82																
83																
84	Сантон									Анадырский	Анадырский					
85																
86																
87	Коньяк				Валиктинская					Тельтегир-наский	Тельтегир-наский					
88																
89																
90																
91	Турон									Котандинский	Тельтегир-наский					
92																
93																
94																
95	Сенман	Позднее			Гребенкинская											
96																
97		Среднее			Аркаглинская											
98		Раннее														
99																
100																
101		Позднее			Арманская											
102																
103																
104	Альб	Среднее			Арманская											
105																
106					Толтанская											
107																
108																
109		Раннее			Буор-кемосская											
110																
111																
112																
113																
114																
115																
116																
117																
118																
119																
120																
121																
122																
123																
Ранняя	Алт															

Примечание. Флористические комплексы: 1 - аркаглинский (усть-эмунеретский, аянкинский), 2 - гырыканский (аркаглинский), 3 - усть-аминский, 4 - уенинский, 5 - ариндский (арманский, баранджинский).

Таблица 1-3. Схема сопоставления возрастов палеофлористических комплексов Северо-Востока Азии по данным разных исследователей Котляра, Русакова, 2004, с сокращениями и приведенная к геохронологической шкале Gradstein et al., 2004.

- изотопные отношения в средних и основных вулканитах ОЧВП значительно меняются вдоль простирания вулканического пояса, что указывает на геохимическую неоднородность мантийных источников магм [Rowe, 1998; Акинин, Миллер, 2011; Pittarello et al., 2013].

Какие-либо обобщения сведений о пространственно-временных вариациях микроэлементного и изотопного состава магм ОЧВП до недавнего времени были недоступны, главным образом из-за нехватки первичных данных.

В рассматриваемый период подготовлен и опубликован ряд трудов, в которых главным предметом исследований является вещественный состав рудных образований, генетически связанных с ОЧВП. Новые изотопно-геохимические данные позволяют скорректировать представления о возрасте минерализации и источниках рудного вещества [Шпикерман и др., 1993; Чернышев, Шпикерман, 2000; Стружков, 2003; Кравцова, 2005; Петров и др., 2006, и другие].

Петрологические исследования на основе данных о составе минералов. В рассматриваемый период некоторые метаморфические комплексы Чукотки изучались с использованием микроанализа фаз, с последующей оценкой РТ-условий методами минеральной термобарометрии [Akinin, Calvert, 2002; Togo et al., 2003]. В отношении магматических образований Северо-Востока Азии подобные сведения встречаются сравнительно редко. Значительная часть доступных данных о составе магматических фаз получена с участием автора настоящей работы [Тихомиров, 1998; Тихомиров, Лучицкая, 2006; Tikhomirov et al., 2009; Кабанова и др., 2011]. Интерпретации этих данных посвящен раздел 5.3.

Палеомагнитные исследования пород ОЧВП [Райкевич, 1995; Stone et al., 2009] показали, что во время формирования этой геологической структуры магнитный полюс располагался в пределах его Центрально-Чукотского сегмента (или в непосредственной близости от него), и по меньшей мере дважды случилась инверсия геомагнитного поля. В бассейне р. Энмываам большая часть изученного вулканогенного разреза характеризуется прямой намагниченностью, но установлено и присутствие обратно намагниченных пород, предположительно раннекампанских [Stone et al., 2009].

Региональные геофизические исследования. В 2000-е гг. на территории Северо-Востока РФ выполнены комплексные геофизические работы вдоль опорных профилей 2-ДВ и 2-ДВ-а [Симонов и др., 2003; Сурков и др., 2007]. Эти исследования, в частности, могли оказаться полезными в оценке общей мощности вулканитов ОЧВП, которая до настоящего времени определялась лишь косвенными методами [Филатова, 1988; Белый, 1994; Сидоров и др., 2009]. Однако в публикациях, представляющих результаты данного исследования, вопросам мощности верхнекоровых комплексов уделено совсем немного внимания. Отмечено лишь, что

в районе пересечения ОЧВП трассой Магадан-Сеймчан суммарная мощность вулканитов не превышает 1.5-2 км [Симонов и др., 2003].

Палеотектонические модели. Даже если ограничиться публикациями о докайнозойских геологических комплексах, список новых работ в данной сфере выглядит весьма внушительно. Фактическую основу самых значимых открытий двух последних десятилетий составляют, главным образом, результаты изотопного датирования. Например, сведения о U-Pb возрасте детритовых цирконов из осадочных пород позволяют судить о пространственной позиции континентальных блоков в протерозое [MacLean et al., 2009] и палеозое-мезозое [Miller et al., 2006; Prokoriev et al., 2008]. Для некоторых офиолитовых комплексов Западно-Корякской (Кони-Танюерской) складчатой системы впервые в данном регионе получены изотопные даты, соответствующие кембрию и венду [Ханчук, Голозубов, 1992; Некрасов, Макеев, 2003; Тихомиров, 2010]. Данные радиогеохронологии также указывают на присутствие девонских магматитов в комплексах активной окраины Палеопацифики [Prokoriev et al., 2009], позволяют пересмотреть представления о геологической истории и тектонической природе Главного пояса гранитоидных батолитов хр. Черского [Прокопьев и др., 2008; Акинин и др., 2009], уточняют возраст магматических событий в Аннойской [Катков и др., 2007; Miller et al., 2009] и Чаунской [Ефремов и др., 2000, 2008; Лучицкая и др., 2013, 2015] складчатых зонах, Яно-Колымской [Жуланова и др., 2007] и Западно-Корякской [Фаррар, 1992; Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003] складчатых системах. Комплексные исследования, сочетающие изотопное датирование и структурный анализ, позволяют оценивать возраст различных этапов деформации пород и, таким образом, являются важным источником сведений о тектонической истории региона [Akinin, Calvert, 2002; Miller et al., 2009]. Модель, связывающая магматизм ОЧВП и прочих вулканических поясов восточной окраины Азии с процессами субдукции, в 1990-е и 2000-е гг. дополнена представлениями о трансформном характере взаимодействия плит, по крайней мере, на некоторых этапах мезозойской истории Северо-Западной Пацифики [Ханчук, Иванов, 1999; Геодинамика, магматизм..., 2006].

Современная интерпретация данных геологической съемки 1950-х – 1980-х гг. вместе с результатами тематических полевых и лабораторных исследований последних двадцати лет дали материал для множества вариантов палеотектонических и палеогеографических реконструкций. Различные вопросы геологического строения и истории мезозойских структур Северо-Востока Азии обсуждаются в публикациях В.В. Акинина, Дж.М. Амато, Б.А. Базылева, Н.А. Богданова, Г.Е. Бондаренко, С.Г. Бялобжеского, А.В. Ганелина, В.Г. Ганелина, И.Л. Жулановой, Г.Л. Кирилловой, А.Б. Кузьмичева, Г.В. Ледневой, П.В. Лейера, М.В. Лучицкой, П.П. Лычагина, Э.Л. Миллер, А.В. Моисеева, О.Л. Морозова, Б.А. Натальина, Г.Е. Некрасова, В.С. Оксмана, С.А. Паланджяна, В.Ф. Полина, А.В. Прокопьева, Ю.М. Пушаровского, В.Г. Сахно, С.Д. Соколова, А.В. Соловьева, Э.Б. Тилл, Дж. Торо, М.И. Тучковой, Н.И. Филатовой, А.И. Ханчука, А.К. Худолея, А.Д. Чехова, А.И. Шпикермана и

других исследователей. С учетом данных о тектонической истории Северной Америки и Северо-Восточной Азии разработаны палеотектонические модели для всей Северной Пацифики [Nokleberg et al., 2001; Lawver et al., 2002].

Поиск, разведка и эксплуатация рудных месторождений. Из разведанных рудных месторождений, расположенных в пределах ОЧВП или в непосредственной близости от него, в 1990-е – 2000-е гг. открыты лишь Купол и Сентябрьское. Отчасти это связано со снижением объемов поисковых работ относительно "советского" периода, отчасти – с возросшей степенью поисковой изученности рассматриваемой территории. Промышленное освоение уже разведанных запасов в данный период, напротив, ускорилось благодаря усилиям частного капитала, как отечественного, так и зарубежного. В период с начала 1990-х гг. до середины 2010-х гг. начали работу добывающие предприятия при ряде золотых и золото-серебряных месторождений, связанных с ОЧВП пространственно и/или генетически: Кубака, Джульетта, Валунистое, Двойное, Купол, Арылах, Лунное, Гольцовое, Биркачан, Сопка Кварцевая, Хаканджа, Светлое, Майское. В 2015 г. начата детальная разведка крупного медно-золото-порфирового месторождения Песчанка, первого месторождения данного типа, открытого на территории российского Северо-Востока. Потребность в приросте запасов для действующих фабрик поддерживает интерес к продолжению поисковых и поисково-оценочных работ, хотя этот интерес в немалой степени зависит от конъюнктуры рынка металлов. Современные представления о металлогении и состоянии минерально-сырьевой базы региона отражены в ряде обзорных работ [Гамянин и др., 2007; Горячев и др., 2010; Сидоров и др., 2009; Стружков, 2003; Стружков, Константинов, 2009; Yakubchuk, 2009].

* * *

В целом, геологическая изученность территории Охотско-Чукотского пояса, как и всего Северо-Востока РФ, может считаться как минимум удовлетворительной, учитывая удаленность данной территории от промышленных центров и слабое развитие инфраструктуры. Однако в отношении результатов высокотехнологичных аналитических исследований (изотопия, элементы-примеси, микроанализ фаз) сохраняется очевидный дефицит первичных данных. При этом наиболее значимые научные открытия двух последних десятилетий, совершенные при изучении геологических комплексов Северо-Востока Азии, так или иначе, связаны именно с применением прецизионных методов анализа вещества (в первую очередь – изотопной геохронологии). В настоящее время объем данных высокого уровня точности и надежности достиг значений, позволяющих строить генетические модели в масштабе всей магматической провинции. Кроме того, эти данные позволяют сопоставлять ОЧВП с прочими подобными геоструктурами, что, в свою очередь, дает основания для уточнения общих представлений об эволюции тектоно-магматических систем континентальных окраин.

Глава 2

ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА И ЕГО ПОЗИЦИИ В РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ

Охотско-Чукотский вулканический (вулканоплутонический) пояс – одна из крупнейших провинций окраинно-континентального вулканизма Земли. Он протягивается на 3250 км от западного побережья Охотского моря до восточного края Чукотского полуострова при ширине 100-200 км; на отдельных участках ширина ОЧВП достигает 350-370 км (рис. 2-1, 2-2). В тектонической структуре Северо-Восточной Азии ОЧВП приурочен к границе двух крупных тектонических провинций с различным возрастом завершающей складчатости: мезозойской с севера и запада (Верхояно-Чукотская область) и кайнозойской с юга и востока (Корякско-Камчатская область) [Геология СССР..., 1970].

В данной главе рассмотрены современные представления о геологии ОЧВП, включая данные о строении фундамента вулканического пояса, структурном районировании, общие сведения о разрезе вулканитов. Приведено краткое описание нестратифицированных магматических образований (жерловых, субвулканических и плутонических). Рассмотрены факторы, контролирующие залегание вулканогенных покровов, и дано описание главных типов структур в составе ОЧВП. Представлены результаты оценки площади, занятой различными компонентами разреза вулканического пояса. Обобщены современные представления о месте ОЧВП в региональных палеотектонических реконструкциях. Заключительный раздел главы посвящен краткому описанию полезных ископаемых, генетически связанных с комплексами Охотско-Чукотского пояса.

Информация, представленная в данной главе, большей частью скомпилирована из опубликованных данных. Приведены также некоторые результаты, полученные автором настоящей диссертационной работы, но эти результаты не используются для аргументации защищаемых положений.

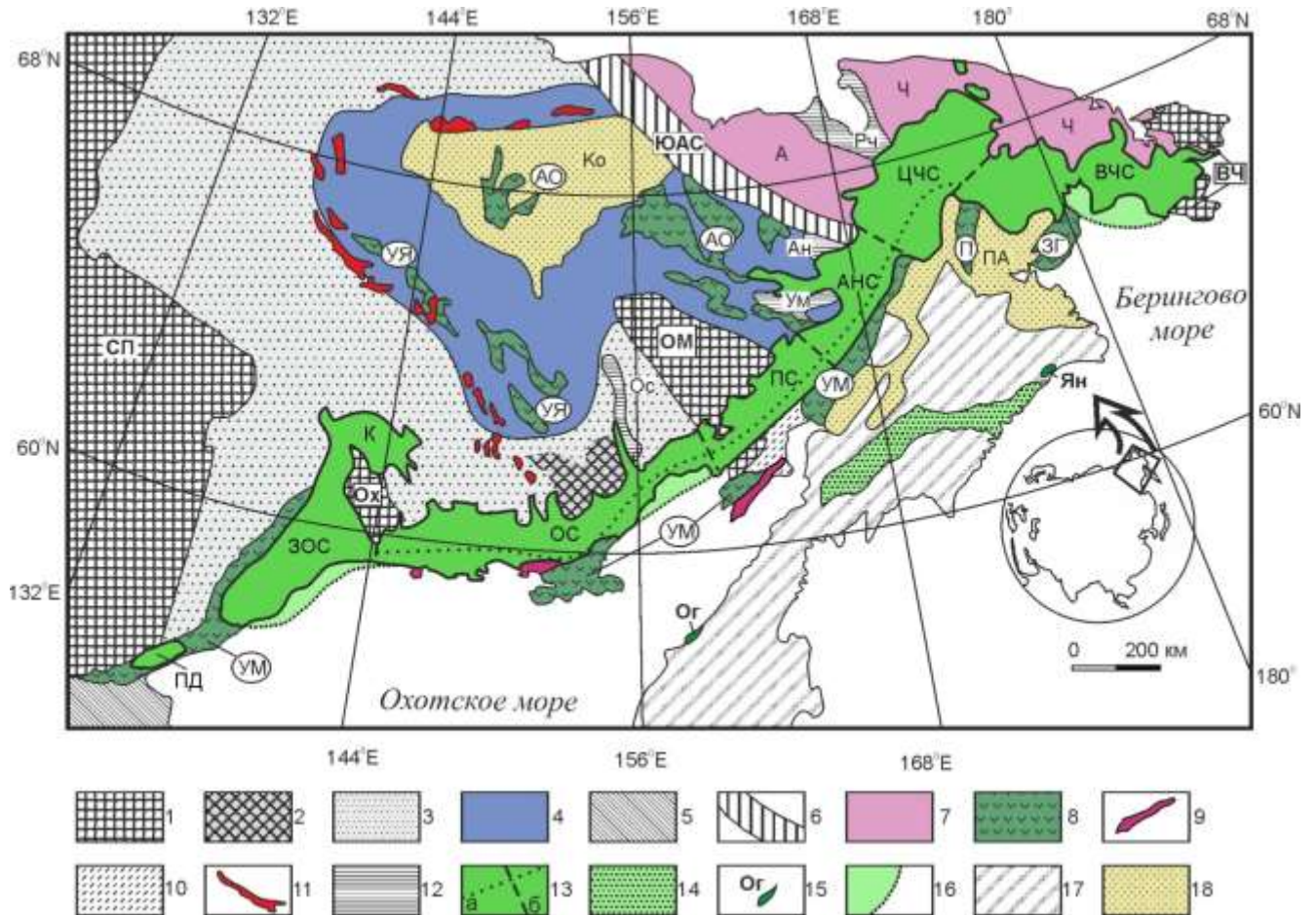


Рис. 2-1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии ([Богданов, Тильман, 1992], упрощено, с дополнениями). 1 – кратонные блоки (СП – Сибирская платформа, Ох – Охотский, Ом – Омолонский, ВЧ – Восточно-Чукотский блоки); 2 – блок древней континентальной коры, перекрытый полого деформированными отложениями палеозоя – мезозоя (Балыгычанское поднятие); 3 – пассивная окраина Сибирской платформы; 4 – комплексы "Колымской петли" – тектонический коллаж разнородных террейнов, включающий блоки древней континентальной коры, комплексы различных переходных зон континент-океан и фрагменты офиолитовых разрезов; 5 – Охотский сегмент Забайкальско-Охотской складчатой области; 6 – Южно-Анюйская сутурная зона (ЮАС); 7 – пассивная окраина Чукотско-Аляскинского микроконтинента (складчатые зоны: А – Анюйская, Ч – Чаунская); 8 – магматические комплексы позднеюрско-раннемеловых (доальбских) вулканических дуг: УМ – Удско-Мургальской, УЯ – Уяндино-Ясачненской, П – Пекульнейской, ЗГ – Золотогорской, АО – дуг Алазейско-Олойской складчатой зоны; 9 – гранитоидные плутоны Удско-Мургальского пояса; 10 – комплексы Западно-Корякской аккреционной складчатой системы, помимо комплексов Удско-Мургальской дуги; 11 – позднеюрские гранитоидные батолиты Главного и Северного поясов; 12 – впадины, наложенные на складчатые структуры мезозой и выполненные молассами поздней юры – неокома (Ос – Омсукчанская, Ум – Умкувеевская, Ан – Айнахургенская, Рч – Раучуанская); 13 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (а – граница фронтальной и тыловой зон, б – границы сегментов), сегменты: ВЧС – Восточно-Чукотский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, АНС – Анадырский, ПС – Пенжинский, ОС – Охотский, ЗОС – Западно-Охотский; ПД – Преддзугджурский прогиб, К – Куйдусунский прогиб; 14 – выходы комплексов Укэляят-Лесновского прогиба; 15 – выходы комплексов позднемеловой аккреционной призмы (Ог – район хребта Омгон, Ян – Янранайский террейн); 16 – области предполагаемого распространения комплексов Охотско-Чукотского пояса на шельфе Охотского и Берингова морей; 17 – Корякско-Камчатская складчатая область; 18 – крупные впадины, заполненные кайнозойскими осадками (ПА – Пенжинско-Анадырская, Ко - Колымская).

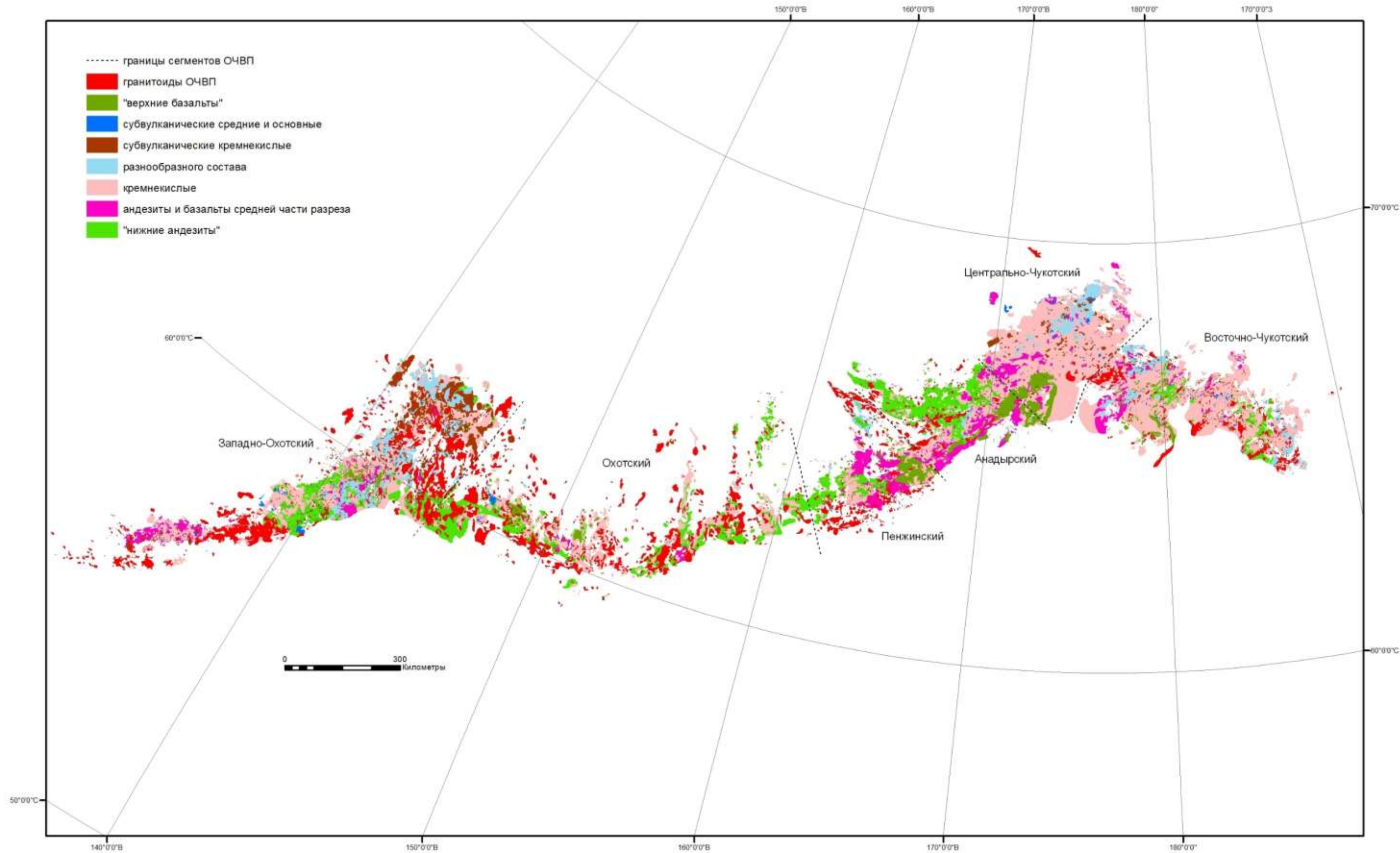


Рис. 2-2. Карта распространения главных петрографических разновидностей пород ОЧВП. Составлена на основе геологических карт масштаба 1:1000000 [Ковалева и др., 1987ф; Корольков, 1992ф; Сурмилова, Корольков, 1999ф] и 1:500000 [Варламова и др., 2004ф; Васькин и др., 2004ф].

Объяснение понятий "нижние андезиты" и "верхние базальты" приведено в разделе 2.3. Процедура построения ГИС описана в разделе 2.4

2.1. Главные структурные зоны основания Охотско-Чукотского пояса и реликты магматических провинций в их составе

Основание ОЧВП включает разнородные тектонические блоки, возраст коры в которых варьирует от архейского до мезозойского. К наиболее крупным структурам основания Охотско-Чукотского пояса относятся следующие (рис. 2-1):

- юго-восточный край Алданского щита Сибирской платформы;
- пассивная окраина Сибирской платформы (Южно-Верхоянская, Верхне-Индигорская, Аян-Юрхская складчатые зоны); с комплексами этих зон литологически сходны образования Балыгычанского поднятия / зоны пологих дислокаций, а также Гижигинского и Сугойского прогибов;
- кратонные блоки: Охотский, Омолонский, Восточно-Чукотский (Эскимосский), Авековский;
- Олойская складчатая зона в составе структур "Колымской петли" [Зоненшайн и др., 1990];
- Южно-Аньюйская сутурная зона;
- пассивная окраина Чукотского (Чукотско-Аляскинского) микроконтинента, Аньюйская и Чаунская складчатые зоны;
- Западно-Корякская складчатая система.

Наиболее древние комплексы фундамента ОЧВП слагают юго-восточный край Сибирской платформы и несколько кратонных террейнов – "срединных массивов", в терминологии 1950-х – 1970-х гг. В пределах этих структур на поверхность выходят метаморфизованные комплексы архея и раннего протерозоя, представленные гранитоидами, гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, анортозитами, в подчиненном объеме – мраморами и кварцитами [Геология СССР..., 1970; Николаев и др., 2007ф; Жуланова, 1990; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Большая часть площади срединных массивов перекрыта слабо деформированным рифейско-мезозойским чехлом мощностью до 5 км [Терехов, 1979]. Вблизи границ ОЧВП присутствие фрагментов древней архейско-раннепротерозойской коры возможно и в зоне Балыгычанского поднятия (рис. 2-1), где мезозойские осадки имеют меньшую мощность и дислоцированы слабее, чем в соседних складчатых зонах мезозойского чехла [Тильман и др., 1969; Чехов, 2000]. В составе рифейско-раннепротерозойского чехла кратонных блоков преобладают осадочные комплексы (в докембрии и раннем палеозое накапливались терригенно-карбонатные толщи, со среднего палеозоя – преимущественно терригенные). Местами значительную часть общего разреза чехла составляют вулканогенные образования. В наибольшей мере они распространены в пределах Омолонского массива, где толща средне-

верхнедевонских вулканитов среднего и кислого состава, накопленных в субэвральской обстановке (кедонская серия), достигает мощности в 1.5 км [Терехов, 1979; Лычагин и др., 1988; Гагиева, 2013, 2014]. Согласно предположениям, высказанным в публикациях, кедонская серия формировалась в обстановке континентальной окраины андийского типа [Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 2001; Геодинамика, магматизм..., 2006], либо при воздействии мантийного плюма [Гагиева, 2014]. Вулканиты среднего и основного состава присутствуют также в каменноугольных, пермских и триасовых разрезах Омолонского массива и в верхнем карбоне – перми Охотского массива [Терехов, 1979; Гагиева, 2013]. Частично они представлены рифтогенными базальтоидами, частично напоминают известково-щелочные серии активных окраин. С вулканитами пространственно сопряжены тела комагматических и интрузивных пород. Кроме того, на Омолонском массиве выявлены плутонические комплексы, лишенные явных изверженных аналогов (раннепалеозойские граниты и сиениты, раннемеловые щелочные габброиды).

Кратонные блоки Верхояно-Чукотской области разделены складчатыми зонами, возраст пород в которых варьирует от рифея до раннего мела, при резком доминировании мезозойских комплексов [Геология СССР..., 1970; Геодинамика, магматизм..., 2006]. У северо-западной (тыловой или "внешней", в терминах В.Ф. Белого, 1977) границы ОЧВП в составе фундамента преобладают терригенные породы перми, триаса и юры. Эти же породы составляют большую часть разреза Южно-Верхоянской, Индигиро-Колымской, Анюйской и Чукотской складчатых зон. Как и комплексы чехла срединных массивов, осадочные толщи складчатых зон включают горизонты разнообразных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, неравномерно распределенные по разрезу и по латерали. Наибольшая доля вулканитов отличает Алазейско-Олойскую складчатую зону, расположенную к северу и северо-востоку от Омолонского массива (рис. 2-1). Здесь вулканиты присутствуют в разрезах девона, карбона, перми, триаса, юры и раннего мела [Русаков и др., 1977; Лычагин и др., 1977; Натапов, Шульгина, 1991; Лычагин, 1997; Парфенов и др., 2001]. Для некоторых metabазитов получены и более древние даты [Парфенов и др., 2001]. Считается, что большая часть вулканогенных комплексов Алазейско-Олойской зоны сформирована в условиях активной зоны перехода континент-океан, в обстановках вулканических дуг и преддуговых, задуговых и междугловых бассейнов [Тектоника Северной Евразии..., 1980; Парфенов, 1984; Парфенов и др., 2001; Оксман, 2000]. В качестве следа океана традиционно рассматривается Южно-Анюйская сутурная зона (рис. 2-1). Данная зона включает фрагменты интенсивно дислоцированных офиолитовых комплексов мезозойского или позднепалеозойско-мезозойского возраста, терригенно-обломочных и вулканомиктовых толщ триаса, юры и неокома, а также юрских вулканогенных комплексов [Пинус, Стерлигова, 1973; Тильман и др., 1977; Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов,

1984, 1995; Лычагин и др., 1991; Богданов, Тильман, 1992; Sokolov et al., 2002; Amato et al., 2015]. Последние выраженные складчатые деформации в Южно-Ануйской зоне затрагивают нижнемеловые отложения (неоком) [Sokolov et al., 2002, 2009^a; Кузьмичев и др., 2006], определяя, таким образом, время завершения консолидации континентальной коры Верхояно-Чукотской области.

К границе Омuleвского горст-антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория приурочены реликты еще одной позднеюрской вулканической провинции, *Уяндино-Ясачненской* [Гринберг и др., 1974; Натапов и др., 1977; Парфенов, 1984; Оксман, 2000] (рис. 2-1). Здесь бат-волжские стратифицированные образования с угловым несогласием залегают на разновозрастных образованиях мезозойд. Разрез Уяндино-Ясачненского вулканического пояса включает морские, реже – континентальные осадочные толщи в переслаивании с вулканитами широкого ряда составов, от основного до кислого. Опираясь на данные о структурно-вещественном составе вулканитов, многие исследователи рассматривают эту провинцию как островодужную [Данилов, Ставский, 1984; Натапов и др., 1977; Гедько, 1988], и связывают ее с активной окраиной гипотетического Оймяконского океана [Парфенов и др., 1993; Оксман, 2000; Nokleberg et al., 2001] или океана Ануй-Ангаючам [Гедько, 1988; Зоненшайн и др., 1990]. Вместе с тем, до настоящего времени не обнаружены признаки сутурной зоны, которая должна была образоваться при закрытии данного океана. В 2000-е гг. получены новые данные изотопной геохронологии, указывающие на то, что гранитоидные интрузивы Главного батолитового пояса, традиционно считавшиеся коллизионными [Парфенов и др., 1993; Горячев, 1998; Layer et al., 2001; Геодинамика, магматизм..., 2006], сформированы синхронно с вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса в интервале 158-144 млн лет и, вероятно, связаны с ними генетически [Прокопьев и др., 2008^b; Акинин и др., 2009]. Близкий возраст (152-148 млн лет) установлен для вулканических и плутонических пород Тас-Кыстабытского пояса, протягивающегося в 100-200 км западнее выходов Уяндино-Ясачненской дуги [Прокопьев и др., 2008^a].

У юго-восточной (фронтальной, "внутренней") границы ОЧВП комплексы фундамента обнажаются в пределах сравнительно неширокой, до 100 км, полосы. Данная структурная провинция получила название Западно-Корякской (Тайгоносско-Западно-Корякской, Кони-Танюрерской) складчатой системы [Геология СССР..., 1970; Некрасов, 1976, Соколов, 1992, Жуланова и др., 2007]. На востоке эта провинция граничит с аккреционной складчато-надвиговой Корякско-Камчатской областью [Парфенов и др., 1993; Соколов, 1992; Nokleberg et al., 2001]. Геологические комплексы Западно-Корякской складчатой системы включают смятые в складки и местами метаморфизованные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи возрастом от девона до неокома включительно. В восточных зонах данной структурной

провинции широко распространены выходы пород офиолитовой ассоциации [Некрасов и др., 2001], самые древние из которых датированы вендом [Ханчук и др., 1992; Некрасов, Макеев, 2003; Тихомиров, 2010]. Согласно распространенному мнению, комплексы Западно-Корякской системы сформированы в условиях активной окраины Палеоокеана. Здесь выявлены реликты разновозрастных островных дуг и окраин андийского типа [Соколов, 1992; Жуланова, Русакова, 2009]. Более или менее уверенно воссоздается структура лишь самой молодой из этих магматических провинций, активной в течение поздней юры (волжский век) и неокома. Эту волжско-раннемеловую геоструктуру предложено именовать *Удско-Мургальским вулканическим поясом (УМВП)* (или *вулканической дугой*), отделяя от более древних палеозойско-раннемезозойских провинций, которые реконструируются с гораздо меньшей ясностью [Соколов и др., 1999; Горячев, 2005].

Расположение выходов разновозрастных комплексов аккреционной призмы, преддужья и УМВП не оставляет сомнения в том, что в течение поздней юры и неокома литосфера Палеоокеана погружалась под континентальный блок мезозой Верхояно-Чукотской области [Соколов и др., 1999; рис. 2-4]. Выходы позднеюрско-раннемеловых вулканитов, подстилающих стратону Охотско-Чукотского пояса, выявлены во всех сегментах ОЧВП (рис. 2-1). Наиболее крупные из этих выходов описаны в бассейнах рек Уда, Мая, Ульбея, Тауй, Пенжина, на полуостровах Кони-Пьягина, Тайгонос (рис. 2-3, 2-4).

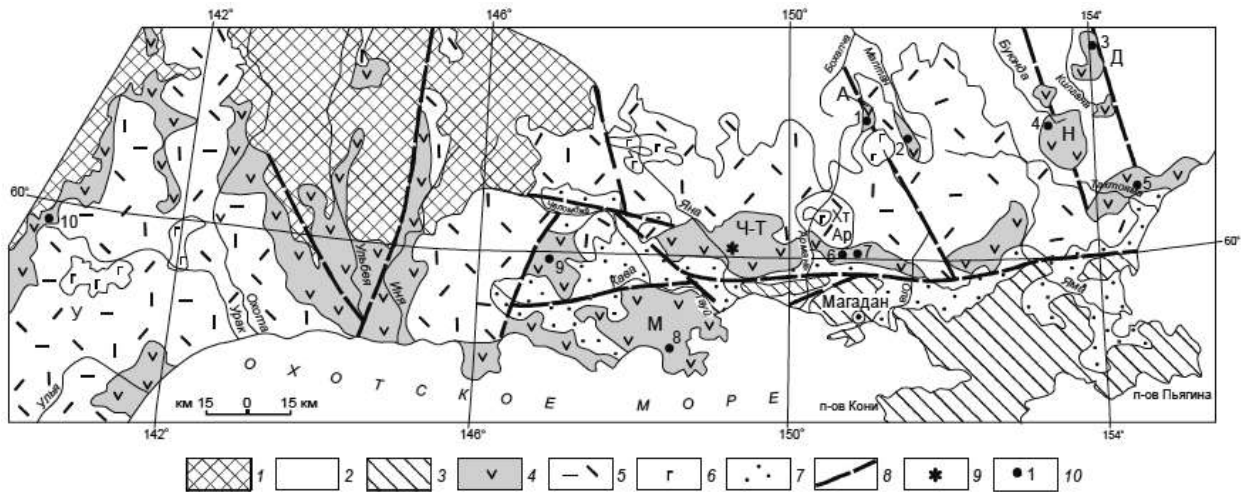


Рис. 2-3. Выходы комплексов Удско-Мургальского вулканического пояса в Северном Приохотье [Русакова, 2011].

1 – Охотский кратонный блок; 2 – комплексы Яно-Колымской складчатой системы; 3-4 – комплексы УМВП (3 – островодужные образования Кони-Пьягинской зоны; 4 – Удской окраинно-континентальный пояс – момолтыкическая, ульбериканская и учуликанская свиты); 5-6 – ОЧВП (5 – "нижние андезиты" и кремнекислые толщи, 6 – "верхние базальты"); 7 – кайнозойские впадины; 8 – предполагаемые региональные разломы; 9 – местоположение стратотипа момолтыкической свиты.

Своей юго-западной частью УМВП наложен на край Алдано-Станового щита Сибирской платформы, и в его тылах не выявлены образования, которые могли бы интерпретироваться как

реликты задугового бассейна [Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1999; Sokolov et al., 2009^b). Соответственно, этот сегмент вулканического пояса рассматривается как провинция андийского типа (континентальная дуга). Вместе с тем, значительную часть разреза Удско-Мургальской провинции составляют вулканогенные толщи, сформированные в субаквальной обстановке [Некрасов, 1976; Филатова, 1988; Горячев, 2005], что нетипично для андийских окраин. В бассейне р. Пенжина в тылу УМВП обнажаются мощные морские терригенно-обломочные (в том числе флишеидные) и вулканомиктовые толщи верхней юры и неокома, типичные для задуговых бассейнов [Филатова, 1988, с. 51]. Модель, объясняющая продольную зональность структурно-вещественных комплексов УМВП, предполагает постепенную трансформацию пояса андийского типа в островную дугу вдоль простирания, наподобие современных Алеутской и Курило-Камчатской дуг [Морозов, 2001; Lawver et al., 2002].

В Северном Приохотье вулканогенные комплексы поздней юры – неокома обнаруживают отчетливую зональность по условиям накопления: морская тауйская серия п-ова Кони-Пьягина (мощностью до 6 км) к северу сменяется континентальными вулканитами момолтыкичской свиты (до 900 м) ([Русакова, 2011], рис. 2-3). Структуры УМВП прослеживаются на северо-восток до среднего течения р. Анадырь. Положение следа субдукционной зоны на территории современной Центральной Чукотки остается неясным. Позднеюрско-раннемеловые вулканогенные комплексы (предположительно

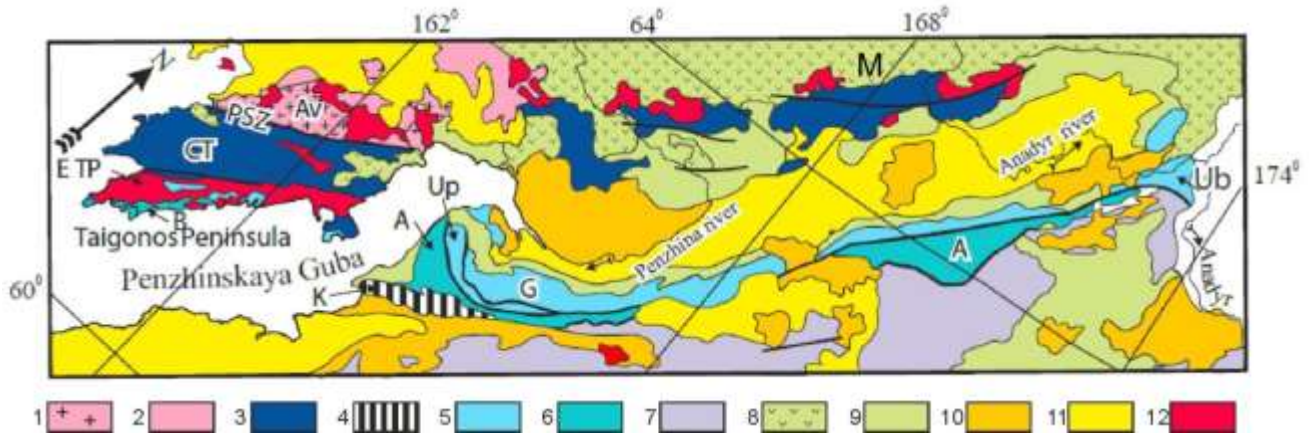


Рис. 2-4. Тектоническая схема северной части Удско-Мургальского пояса и сопредельных структурных зон [Sokolov et al., 2009].

1 – докембрийские метаморфиты Авековского блока (Ав), 2 – палеозойские осадочные породы, 3-6 – позднеюрско-раннемеловые комплексы Удско-Мургальского пояса: 3 – вулканогенные и осадочные образования осевой зоны (СТ – Центрально-Тайгоноская зона, М – Мургальское поднятие), 4 – аккрецированные океанические комплексы Куьюльского террейна (К), 5 – терригенно- и вулканогенно-обломочные толщи преддужья; 6 – турбидиты аккреционной призмы; 7 – комплексы Корьякско-Камчатской складчато-надвиговой области; 8-9 – ОЧВП, (8 – вулканиты, 9 – обломочные толщи преддужья); 10 – комплексы Западно-Корьякско-Камчатского вулканического пояса; 11 – кайнозойские осадки; 12 – гранитоидные плутоны (ЕТР – Восточно-Тайгоносский батолит).

островодужные) обнажаются в районе хребтов Пекульней, Золотой и Ушканий, а также в бассейне рек Паляваам и Пегтымель [Tikhomirov et al., 2008] и на территории Восточной Чукотки [Варламова и др., 2004ф]. Однако ни взаимная структурная связь этих комплексов, ни

их связь с УМВП не является очевидной (рис. 2-1). По мнению некоторых исследователей, эти вулканы формировались на непосредственном продолжении Удско-Мургальской активной окраины и были смещены в результате поздних сдвиговых деформаций [Морозов, 2001; Lawver et al., 2002]. Альтернативные палеотектонические модели предполагают самостоятельное развитие Удско-Мургальской и Пекульнейской субдукционных зон и их тектоническое совмещение при аккреции к краю Сибирского континента [Некрасов, 2010; Некрасов, Богомолов, 2015].

Практически на всем протяжении Удско-Мургальского пояса его образования отделены от комплексов ОЧВП угловым несогласием [Филатова, 1988; Варламова и др., 2004ф; Горячев, 2005]. Однако местами разница в характере залегания и степени изменения пород, относимых к разным вулканическим поясам, несущественна, и несогласие в основании разреза ОЧВП не выглядит более значимым, чем обычные внутренние несогласия континентальных вулканогенных толщ. Наиболее молодые из вулкаников УМВП отнесены к апту-альбу [Некрасов, 1976; Бондаренко и др., 1999; Sokolov et al, 2009^б; Варламова и др., 2004ф]. Более того, для ряда гранитоидных массивов, предположительно связанных с магматической системой УМВП, получены изотопные даты, в пределах аналитической погрешности совпадающие с возрастными нижних (альбских) стратонах ОЧВП – 104-107 млн лет [Андреева и др., 1997; Фаррар, 1992; Лучицкая и др., 2003; Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004].

Обращает на себя внимание резкое азимутальное несогласие тыловой границы ОЧВП с ориентировкой главных складчатых структур основания: за исключением своего северного сегмента, вулканический пояс имеет северо-восточное простирание, а оси складок в мезозоидах – северо-западное или меридиональное. Структуры же Западно-Корякской системы, включая УМВП, ориентированы вдоль простирания ОЧВП. Разворот структур под ОЧВП наглядно отражен на карте аномального магнитного поля (рис. 2-5). Подобная резкая смена структурного плана фундамента имеет место и под некоторыми прочими крупными окраинно-континентальными вулканическими поясами, например, под девонским поясом Казахстана [Бахтеев, 1987].

Промежуточную, в структурном и возрастном отношении, позицию между складчатыми комплексами мезозоид Верхояно-Чукотской области и вулканогенными толщами ОЧВП занимают позднеюрско-раннемеловые терригенно-обломочные толщи, накапливавшиеся в серии впадин (рис. 2-6, 2-7, 3-28): Раучуанской, Айнахургенской, Умкувеевской, Камешковской, Омсукчанской и прочих. Размер отдельных впадин достигает 150 км в поперечнике. По предложению В.Ф. Белого [1977, 1994], комплексы, выполняющие подобные прогибы, наложенные на складчатые структуры мезозоид, именуется "*предвулканогенной*

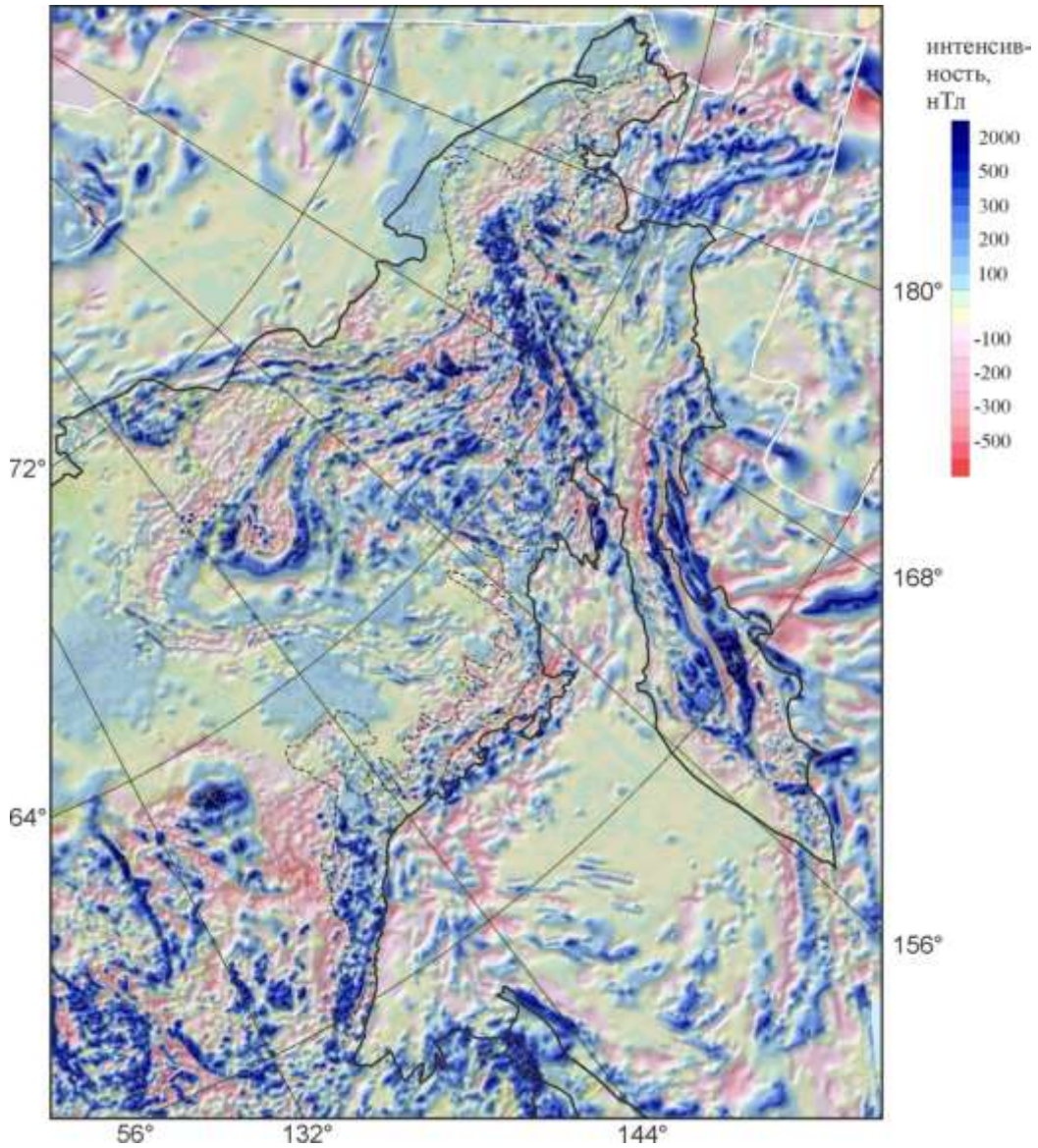


Рис. 2-5. Карта аномального магнитного поля Северо-Востока Азии [Карта аномального..., 2004]. Пунктиром показаны контуры ОЧВП.

молассой". Позднеюрско-раннемеловые молассовые бассейны формируются примерно в одно время с Удско-Мургальской вулканической провинцией, однако структурная связь между ними представляется маловероятной. Некоторые из указанных бассейнов в плане слабо вытянуты по простиранию главных складчатых структур мезозой, то есть вкрест простирания УМВП (рис. 2-1, 2-6). Толщи поздней юры и неокома нередко затронуты складчато-надвиговыми деформациями и считаются синколлизийными [Баранов, 1995; Miller, Verzhbitsky, 2009; Соколов, 2010]. Отложения апта и альба деформированы гораздо слабее (рис. 2-7а) и, вероятно, накапливались в постколлизийную тектоническую эпоху; нередко они являются угленосными. Некоторые из впадин имеют выраженную линейную форму и интерпретируются как рифтогенные (например, Омсукчанская). Закономерные изменения литологических характеристик осадков и характер распределения остатков флоры и фауны указывают на

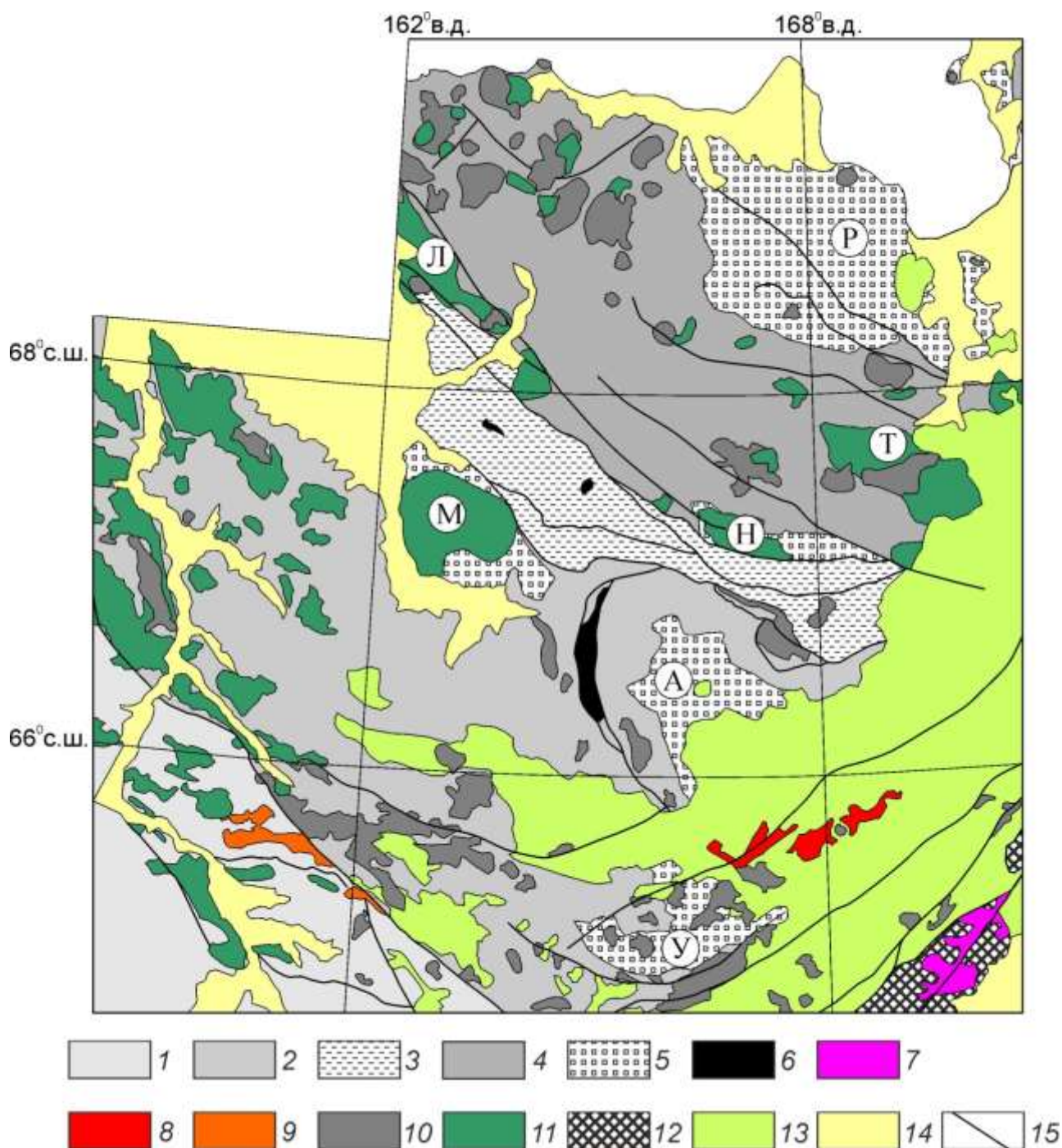


Рис. 2-6. Схема геологического строения Западной Чукотки (составлена с использованием материалов В.А. Варламовой с соавторами [2004ф]).

1–4 – палеозойско-мезозойские комплексы различных тектонических зон Верхояно-Чукотской складчатой области: 1 – Березовской, 2 – Олойской, 3 – Южно-Анюйской, 4 – Анюйской и Чукотской; 5 – позднеюрско-раннемеловые осадочные комплексы наложенных впадин син- и постколлизийной природы (впадины: Р – Раучуанская, Н – Нутесынская, А – Айнахкургенская, У – Умкувеемская); 6 – массивы альпинотипных ультрабазитов; 7–10 – массивы гранитоидов и (меньшей частью) габброидов, plutonic complexes: 7 – мургалский, 8 – яблонский, 9 – талалахский; 10 – прочие; 11 – преимущественно вулканогенные комплексы наложенных впадин мезозойской эры: Т – Тыгильвеемской, М – Мангазейской, Л – Лядиндянской; 12 – вулканогенные комплексы Удско-Мургалского пояса (титон-апт?); 13 – вулканогенные комплексы Охотско-Чукотского пояса (альб-кампан); 14 – кайнозойские рыхлые отложения; 15 – разрывные нарушения.

постепенную смену морских условий осадконакопления континентальными [Радзивилл, Палымский, 1972; Белый, 1977; Филатова, 1988].

Складчатые структуры мезозой, как правило, перекрыты "предвулканогенными молассаами" с явным угловым несогласием, в то время как несогласие между молассой и комплексами ОЧВП может быть выражено гораздо слабее (рис. 2-7а) или вообще отсутствовать [Умитбаев, 1986]. Некоторые из позднеюрско-раннемеловых толщ содержат горизонты вулканитов [Варламова и др., 2004ф]. Существуют и чисто вулканогенные стратона раннемелового возраста, с несогласием залегающие на комплексах мезозой, но не относящиеся к ОЧВП. Мощность таких вулканитов может достигать 1 км. Структурные взаимоотношения между этими вулканитами и "предвулканогенной молассой" неоднозначны. Иногда вулканогенные толщи перекрываются терригенно-обломочными (например, трахириолиты аскольдинской свиты – Котляр, Русакова, 2004], иногда, наоборот, перекрывают их (тытыльвеемская свита и канельвеемская толща Анюйской складчатой зоны – Варламова и др., 2004ф; Тихомиров и др., 2017]. В некоторых случаях вулканические толщи заключены между осадочными стратонами нижнего мела. Так, андезитовая чинатэнмываамская свита Восточной Чукотки расположена в разрезе между ирвынейвеемской (морские осадки) и ольховской (континентальные осадки) свитами [Тихомиров и др., 1991ф; Варламова и др., 2004ф].

Согласно гипотезе И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой [2004], постскладчатые вулканиты, подстилающие толщи ОЧВП, генетически связаны с процессами рифтогенеза. Состав некоторых "допоясовых" вулканогенных свит не противоречит такой интерпретации (например, трахириолиты аскольдинской свиты вполне соответствуют образованиям эпиорогенных рифтов), но большей частью они напоминают известково-щелочные серии активных окраин. Наиболее яркий пример – аптская тытыльвеемская свита Западной Чукотки, представленная лавами и туфами андезитов, дацитов и риолитов нормальной или слабо повышенной щелочности с прослоями вулканомиктовых пород [Варламова и др., 2004ф]. Структурное положение и состав пород тытыльвеемской свиты наиболее близки таковым позднеорогенных (постколлизийных) вулканических провинций [Тихомиров и др., 2009, 2017]. Обсуждению новых данных о возрасте и составе этого стратона, а также природы аптского вулканического события посвящен раздел 3.5.3 настоящей работы.

В пределах Верхояно-Чукотской области широко распространены гранитоидные плутоны различного возраста, преимущественно юрские и меловые [Загрузина, Матвеев, 1974; Соболев, 1989; Акинин, Ворошин, 2006; Акинин и др., 2009; Николаев и др., 2007ф]. Наиболее обширны выходы гранитоидов в Западно-Корякской и Анюйско-Чукотской

а

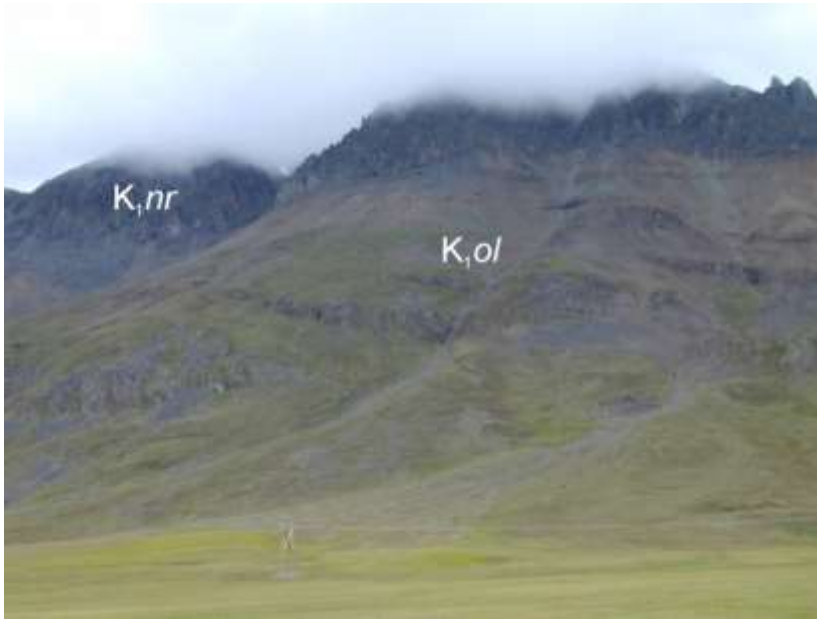


Рис. 2-7. а – налегание андезитов нырвакинской свиты ОЧВП на "предвулканогенную молассу" (ольховская свита, альб). Восточно-Чукотский сегмент, бассейн р. Амгуэма;

б – типичные породы ольховской свиты, там же; в – выходы пород туриривской толщи (верхняя юра – нижний мел), восточное побережье Чаунской губы.

(здесь и далее по тексту – фотографии автора, за исключением специально оговоренных случаев)

б



в



складчатых системах, Алазейско-Олойской зоне, Иньяли-Дебинском синклинии. Формирование большинства этих гранитных батолитов связывается с магматическими системами активных окраин. Местами раннемеловые интрузивы интродуцируют "предвулканогенную молассу", например, в пределах Раучуанского прогиба. По данным U-Pb и Rb-Sr датирования, наиболее молодые из массивов Анюйско-Чукотской складчатой системы сформировались в течение альбского века [Miller, 2009; Ефремов и др., 2008], т.е. примерно в одно время с крупными гранитоидными плутонами Удско-Мургальского пояса [Фаррар, 1992; Лучицкая и др., 2003], и почти одновременно с наиболее древними стратонами ОЧВП (см. раздел 3.5).

* * *

В целом, фундамент ОЧВП весьма неоднороден в отношении возраста коры и состава слагающих ее комплексов. Значительная часть этих комплексов формировалась в условиях активных зон перехода континент-океан. Магматические образования, выявленные в составе основания Охотско-Чукотского пояса, преимущественно связаны с субдукционными системами, но присутствуют также рифтогенные вулканиты, ареалы позднеорогенного (постколлизийного) магматизма и фрагменты офиолитовых разрезов. Возраст фанерозойских магматических комплексов фундамента ОЧВП варьирует от примерно 400 млн лет (граница раннего и среднего девона) до 107-104 млн лет (альбский век раннего мела).

2.2. Структурное районирование ОЧВП

В отношении районирования ОЧВП в настоящее время большинство исследователей придерживаются схемы, предложенной В.Ф. Белым [1977, 1994]. Согласно этой схеме (рис. 2-8а), в ОЧВП выделяются шесть сегментов: Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центральнo-Чукотский "секторы", а также Западно-Охотская и Восточно-Чукотская "фланговые зоны". Каждый из сегментов, за исключением "фланговых зон", делится на фронтальную ("внутреннюю") и тыловую ("внешнюю") зоны, параллельные общему простиранию вулканического пояса. Н.И. Филатовой [1988] в данную схему внесены поправки: из ОЧВП исключены комплексы Удско-Мургальского пояса, выделились два новых сегмента (Гижигинский и Канчаланский), и несколько изменилось положение границ прочих сегментов (рис. 2-8б). В качестве основания для выделения новых сегментов указывалась специфика их структурных и вещественных характеристик. Насколько можно судить по публикациям последних 20 лет [напр., Котляр, Русакова, 2004; Акинин, Миллер, 2011, Геодинамика, магматизм..., 2006] современные взгляды на районирование ОЧВП представляют собой "гибридный" вариант этих двух схем. С одной стороны, большинство исследователей согласно

с разделением комплексов ОЧВП и УМВП, с другой стороны, границы сегментов чаще представляются в редакции В.Ф. Белого. Чтобы избежать разночтений, в тексте данной работы автор старался придерживаться именно такого варианта структурного подразделения ОЧВП.

Исключение комплексов Удско-Мургальской дуги из состава ОЧВП значительно сближает главные структурные и петрографические характеристики фронтальной и тыловой зон Охотско-Чукотского пояса. Все отмеченные В.Ф. Белым [1977] отличительные особенности "внутренней" зоны (таблица 1-1): повышенная мощность, преобладание вулканитов среднего /

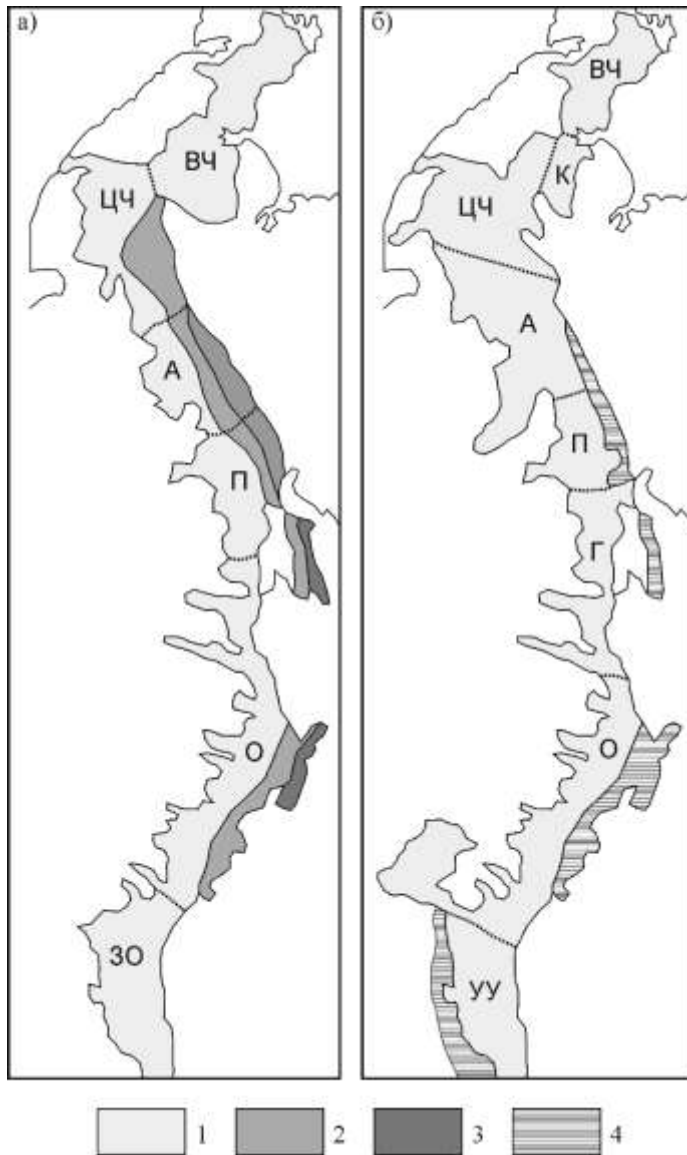


Рис. 2-8. Сопоставление очертаний и схем районирования ОЧВП: а – по В.Ф. Белому [1977], б – по Н.И. Филатовой [1988].

1 – внешняя (тыловая) зона ОЧВП (в схеме Н.И. Филатовой – весь ОЧВП, без деления на зоны), 2 и 3 – внутренняя (фронтальная) зона ОЧВП (2 – унаследованная, 3 – новообразованная), 4 – Удско-Мургальский вулканический пояс. Буквами показаны наименования сегментов: 3О – Западно-Охотский, УУ – Удско-Ульинский, О – Охотский, Г – Гижигинский, П – Пенжинский, А – Анадырский, ЦЧ – Центрально-Чукотский, К – Канчаланский, ВЧ – Восточно-Чукотский.

основного состава, пониженное калий-натровое отношение, развитие линейных структур – относятся, в первую очередь, именно к образованиям УМВП. При условии дефицита сведений об общей мощности континентальных вулканогенных образований (см. главу 4) и при неопределенных результатах в отношении поперечной геохимической зональности ОЧВП (см. раздел 5.2.4), правомерность выделения в составе Охотско-Чукотского пояса фронтальной

и тыловой зон становится предметом дискуссии. Вместе с тем, геофизические данные [Николаевский, 1967; Металлогеническая..., 1994; Симонов и др., 2003; Горячев, Бялобжеский, 2011; Гравиметрическая..., 2004] определенно указывают на смену характеристик фундамента вкост простирания ОЧВП. Например, под фронтальной зоной мощность коры составляет 30-35 км, под тыловой – 35-45 км. Средняя плотность коры с приближением к океану увеличивается, указывая на возрастающую долю базитов. Зона высокого градиента гравитационного поля в общих чертах совпадает с областью, где меняется ориентировка наиболее выраженных магнитных аномалий (рис. 2-5, 2-9). Вероятно, именно здесь стыкуются структуры коллизионной Верхояно-Чукотской области и аккреционной Западно-Корякской системы.

Основанием для подразделения ОЧВП на сегменты является гетерогенность структур фундамента:

- Западно-Охотский (Удско-Ульинский) сегмент наложен на край Сибирской платформы, ее пассивную окраину и Охотский кратонный блок;
- в фундаменте Охотского сегмента доминируют складчатые комплексы мезозойского периода;
- вулканиты Пенжинского сегмента налегают на юго-восточный край Омолонского массива и на палеозойские комплексы Гижигинского прогиба;
- основание Анадырского сегмента представлено палеозойско-мезозойскими комплексами Олойской и Южно-Ануйской зон, преимущественно сформировавшимися в активных зонах перехода континент-океан;
- в фундаменте Центрально-Чукотского сегмента преобладают комплексы пассивной окраины Чукотского (Чукотско-Аляскинского, Гиперборейского) континентального блока;
- Восточно-Чукотский сегмент своей западной частью перекрывает пассивную окраину Чукотского микроконтинента, а восточной – Восточно-Чукотский блок докембрийской коры¹.

Продольная сегментация ОЧВП отчетливо выражена в вариациях средней кремнекислотности пород (таблицы 1-2, 2-1, рис. 2-2) и калий-натрового отношения. Наибольшей долей кремнекислых пород характеризуются краевые сегменты – Центрально-Чукотский, Восточно-Чукотский, Западно-Охотский. Сегменты, заложенные на сравнительно древней континентальной коре (Пенжинский, Центрально-Чукотский, Западно-Охотский), отличаются от сегментов с мезозойской корой (Анадырский и Охотский) устойчиво повышенными содержаниями K_2O в породах с близким уровнем кремнекислотности [Белый, 1978; Котляр и др., 1981]. Охотский сегмент выделяется относительной фрагментированностью

¹ Большинство исследователей полагают, что в пределах данного блока вскрываются комплексы метаморфического фундамента Чукотского микроконтинента, однако существуют модели, предполагающие, что Восточно-Чукотский массив отделен от Центральной Чукотки сутурной зоной и имеет иную тектоническую историю (Till, 2016).

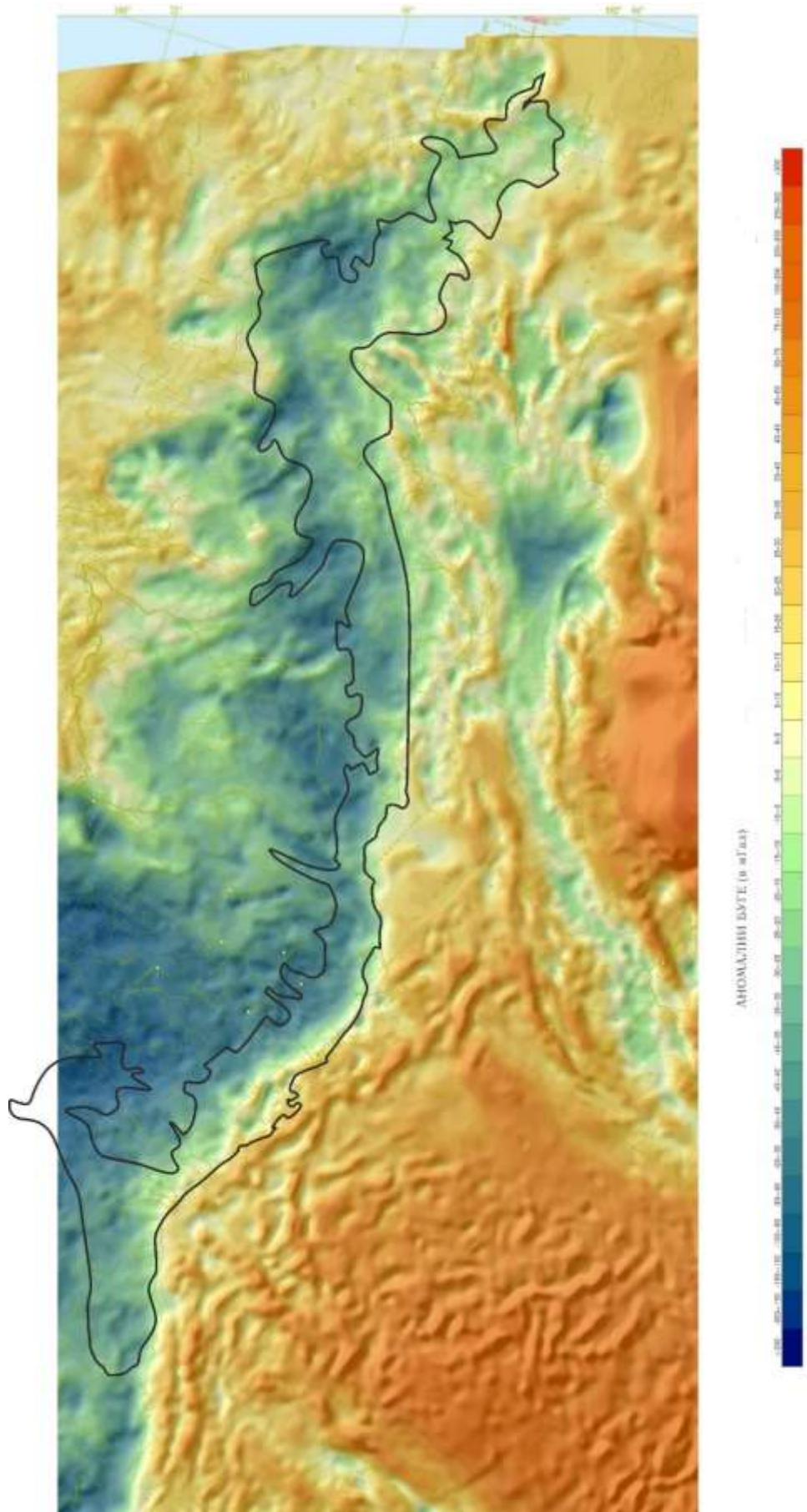


Рис. 2-9. Контуры ОЧВП на карте гравитационного поля в редукции Буге [Гравиметрическая..., 2004].

Таблица 2-1. Оценка площади выхода главных компонентов разреза и главных разновидностей пород в составе различных сегментов ОЧВП.

	Восточно-Чукотский	Центрально-Чукотский	Анадырский	Пенжинский	Охотский	Западно-Охотский	всего ОЧВП	Доля площади вулканитов ОЧВП, %
Длина (вдоль оси ОЧВП), км	580	300	280	330	990	860	3340	-
"нижние андезиты"	5530	0	18419	6740	23644	13518	67851	17.5
андезиты из средних частей разреза ОЧВП	5556	6202	8364	7570	1143	6424	35259	9.1
кислые вулканиты	53198	56380	13025	8092	25096	38455	194246	50.2
толщи смешанного состава	7055	6055	654	1611	336	17347	33058	8.5
"верхние базальты"	3094	5527	4964	4655	1721	1866	21827	5.6
субвулканические тела кислого состава	1964	3471	773	854	3357	20425	30844	8.0
субвулканические тела среднего и основного состава	642	1168	338	162	504	1286	4100	1.1
гранитоидные плутоны, предположительно комагматичные вулканитам	10319	1554	6102	10258	32775	32380	93388	-
всего по сегментам	87358	80357	52639	39942	88576	131701	480350	-
всего по сегментам (только вулканиты)	77039	78803	46537	29684	55801	99321	387185	100
массивы гранитоидов	11.8	1.9	11.6	25.7	37.0	24.6	19.4	
кремнекислые породы (только среди вулканитов)	76.2	79.8	30.4	32.9	51.3	68.0	62.4	
Доля от общей площади выхода, %								

Примечания. Расчет выполнен по ГИС-проекту, составленному на основе геологических карт масштаба 1:1000000 [Ковалева и др., 1987ф; Корольков, 1992ф; Сурмилова, Корольков, 1999ф] и 1:500000 [Варламова и др., 2004ф; Васькин и др., 2004ф].
Комментарии к терминам "нижние андезиты" и "верхние базальты" приведены в разделе 2.3. Процедура составления ГИС-проекта описана в разделе 2.4.

вулканических полей и повышенной долей гранитоидов, входящих в состав вулкано-интрузивных ассоциаций (рис. 2-2) – вероятно, вследствие относительно глубокой эрозии вулканогенных комплексов. Можно предположить, что как минимум отчасти глубокий срез Охотского сегмента связан с тем, что ОЧВП здесь пересекается диффузной границей Североамериканской и Евразийской литосферных плит [Chapman, Solomon, 1976; Хаин, Ломизе, 2005], и даже незначительная конвергенция плит способна ускорить денудацию древних комплексов.

Вариации состава вулканитов и отношения площади выхода вулканитов и плутонических пород ОЧВП (рис. 2-2) позволяют выделить ряд структур, в поперечнике достигающих 200-300 км, но размерами уступающих сегментам вулканического пояса. Области обширных выходов гранитоидов обычно интерпретируются как относительно приподнятые блоки коры. Наиболее крупные из этих поднятий – Танюерское (Восточно-Чукотский сегмент), Оконайто-Пеледонское (Анадырский сегмент), Охотский массив (граница Охотского и Западно-Охотского сегментов), Джугджурское (Западно-Охотский сегмент). Крупные поля вулканитов с небольшими и немногочисленными выходами плутонических пород отождествляются либо с участками, в кайнозой не испытавшими значительного подъема, либо со структурами синвулканического компенсационного погружения – вулканотектоническими депрессиями (см. раздел 2.7.2).

Охотский, Пенжинский и Анадырский сегменты образуют крупную, длиной около 2 000 км, дугу, обращенную выпуклой стороной к Тихому океану (рис. 2-1, 2-2); Л.А. и Б.А. Снятковы [1958] называли эту структуру Эвенской дугой. Простираение краевых сегментов ОЧВП, Западно-Охотского и Восточно-Чукотского, заметно отличается от простираения смежных с ними участков дуги, и вулканический пояс в плане образует два излома, вдающиеся в континент на 200-300 км (рис. 2-1, 2-2). Разрезы вулканитов в районе этих изломов – в Куйдусунском и Пегтымельском прогибах – характеризуются резким преобладанием пород кислого состава.

Специфической, хотя и не уникальной особенностью Охотско-Чукотского пояса является присутствие поперечных "протуберанцев" – линейных ответвлений, уходящих в мезозой Верхояно-Чукотской области на 200-300 км при ширине в десятки км (рис. 2-2). Наиболее крупные из них – Омсукчанский и Нембондинский прогибы. Более того, верхнемеловые вулканиты, петрографически сходные с породами ОЧВП, закартированы в ряде впадин Алазейско-Олойской и Южно-Ануйской зон. Некоторые из этих впадин удалены от ОЧВП на 500-600 км [Шульгина и др., 1990ф]. Столь глубокое проникновение позднемеловой вулканической активности во внутриконтинентальные области требует объяснения, однако отметим, что позднемеловой возраст для большинства указанных толщ принят условно, исходя

из факта их относительной сохранности и налегания со следами размыва на апт-альбские стратоны [Фурман, 1999ф].

Тем не менее, позднемеловой возраст считается доказанным для ряда плутонов и вулканических полей, расположенных в 100-200 км от условной тыловой границы ОЧВП (рис. 2-2). Маловероятно, что весь вулканический пояс в момент формирования был столь широким. Группировка вулканических полей и гранитоидных плутонов в линейные кластеры, поперечные к простиранию ОЧВП, указывает на то, что вулканизм распространялся в тыловую область ОЧВП лишь вдоль сравнительно узких зон. Глубина эрозии этих поперечных структур весьма различна, судя по широким вариациям отношения площади выхода вулканитов и комагматичных им гранитоидов. Различен и состав "протуберанцев" Охотско-Чукотского пояса: некоторые из них преимущественно сложены кремнекислыми вулканитами, некоторые – андезибазальтами и андезитами (рис. 2-2).

2.3. Общая характеристика разреза Охотско-Чукотского пояса

Вопросы стратиграфии являются ключевыми для понимания строения и истории геологического развития ОЧВП, как, впрочем, для большинства прочих геоструктур. Несмотря на более чем полувековую историю стратиграфических исследований Охотско-Чукотского пояса, текущее состояние знаний в данной области оставляет широкое поле для дискуссий. Данный раздел посвящен краткому общему описанию разреза ОЧВП, по возможности избавленному от более или менее субъективных положений, которыми изобилуют более детальные стратиграфические схемы. Вопросы оценки общей мощности вулканитов ОЧВП подробно обсуждаются в разделе 4.1.

Континентальные вулканогенные толщи ОЧВП с резким несогласием перекрывают складчатые структуры Верхояно-Чукотской области и с менее выраженным несогласием - позднеюрско-раннемеловые "предвулканогенные молассы", одновозрастные им вулканиты Удско-Мургальского пояса и его временных аналогов, а также локально распространенные вулканогенные толщи предположительно поздне- или посторогенной природы (рис. 2-7а, 2-10, 2-11). Иногда в состав нижних стратонов ОЧВП включаются горизонты кластических осадочных пород, отличающихся от "предвулканогенной молассы" возрастом и повышенной долей вулканитов в обломках (например, арманская свита Охотского сегмента).

Как было замечено еще ранними исследователями Северо-Востока Азии [Устиев, 1959, 1963], разрез Охотско-Чукотского пояса обычно имеет трехчленное строение. Три главных компонента обобщенного разреза значительно различаются составом пород:

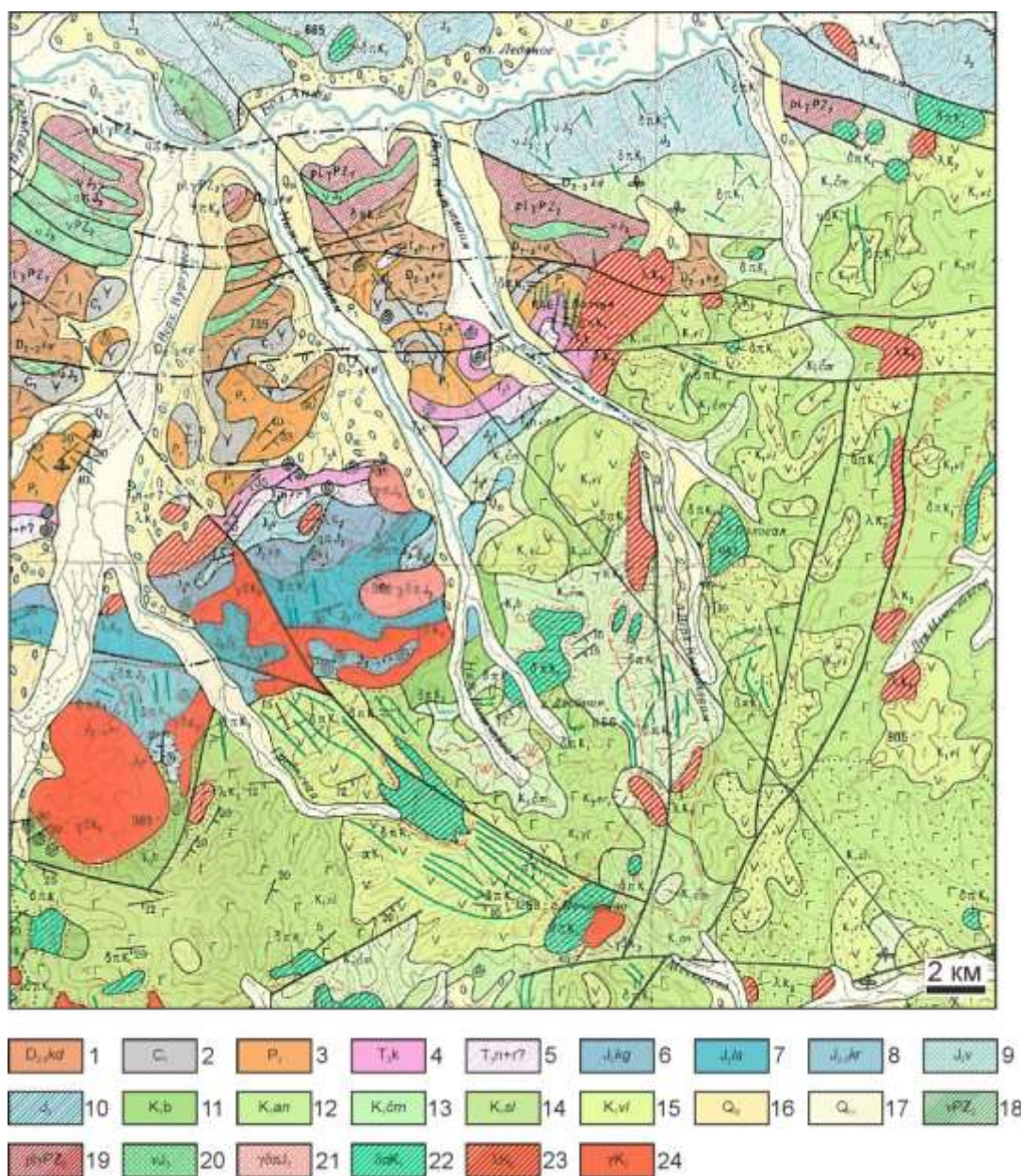


Рис. 2-10. Фрагмент геологической карты масштаба 1:200000 [Тимофеев, 1978ф]. Краевая часть Анадырского сегмента ОЧВП, несогласно перекрывающего комплексы Олойской и Южно-Анюйской складчатых зон.

Стратифицированные образования: 1 – средний-верхний девон, кедонская серия. Риолиты, дациты и их туфы; 2 – нижний карбон. Андезиты, андезибазальты, их туфы, известняки, конгломераты, алевролиты; 3 – нижняя пермь. Конгломераты, песчаники, алевролиты; 4-5 – верхний триас: 4 – карний. Вулканомиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты; 5 – норий-рэт(?). Конгломераты, гравелиты, вулканомиктовые песчаники, туффиты и алевролиты; 6-7 – средняя юра: 6 – аален, койгувеевская свита. Вулканомиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 7 – байос, лосихинская свита. Вулканомиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты; 8 – средняя-верхняя юра. Каркасинская свита. Мелкозернистые туфоалевролиты, полимиктовые алевролиты, песчаники; 9-10 – верхняя юра: 9 – волжский ярус. Конгломераты, песчаники, кремнистые алевролиты, базальты, андезиты и их туфы; 10 – нерасчлененные отложения. Базальты, андезиты, кератофиры, их туфы, яшмоиды, кремнистые породы, гравелиты, песчаники, алевролиты; 11-15 – нижний мел: 11 – берриас. Вулканомиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, базальты и их туфы; 12 – айнахургенская свита. Песчаники, гравелиты, алевролиты, углистые алевролиты; 13 – чимчемемельская свита. Конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы и, реже, лавы основного и среднего состава; 14 – саламихинская толща. Базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы; 15 – вилковская толща. Андезиты, андезидациты,

риодациты, их туфы, песчаники, конгломераты, алевролиты; 16 – верхнечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения; 17 – современный аллювий.

Интрузивные образования: 18-19 – среднепалеозойские (18 – габбро, 19 – плагиограниты); 20-21 – позднеюрские (20 – габброиды, 21 – гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры); 22-23 – субвулканические тела и малые интрузивы раннего и позднего мела (22 – основного и среднего состава, 23 – кислого состава); 24 – позднемеловые гранитоиды.

Прочие условные обозначения – в соответствии с [Инструкция..., 1969].

а



б



Рис. 2-11. Фотографии подошвы комплексов ОЧВП: а – налегание вулканитов амгеньской толщи (турон?) на осадочные породы чануанской толщи верхнего триаса. Восточно-Чукотский сегмент, истоки р. Правый Телекай; б – налегание вулканитов леурваамской свиты (турон-коньяк) на вулканиты берложьей толщи (титон-берриас). Центрально-Чукотский сегмент, верховья р. Паляваам. Подошва ОЧВП выделена желтым пунктиром.

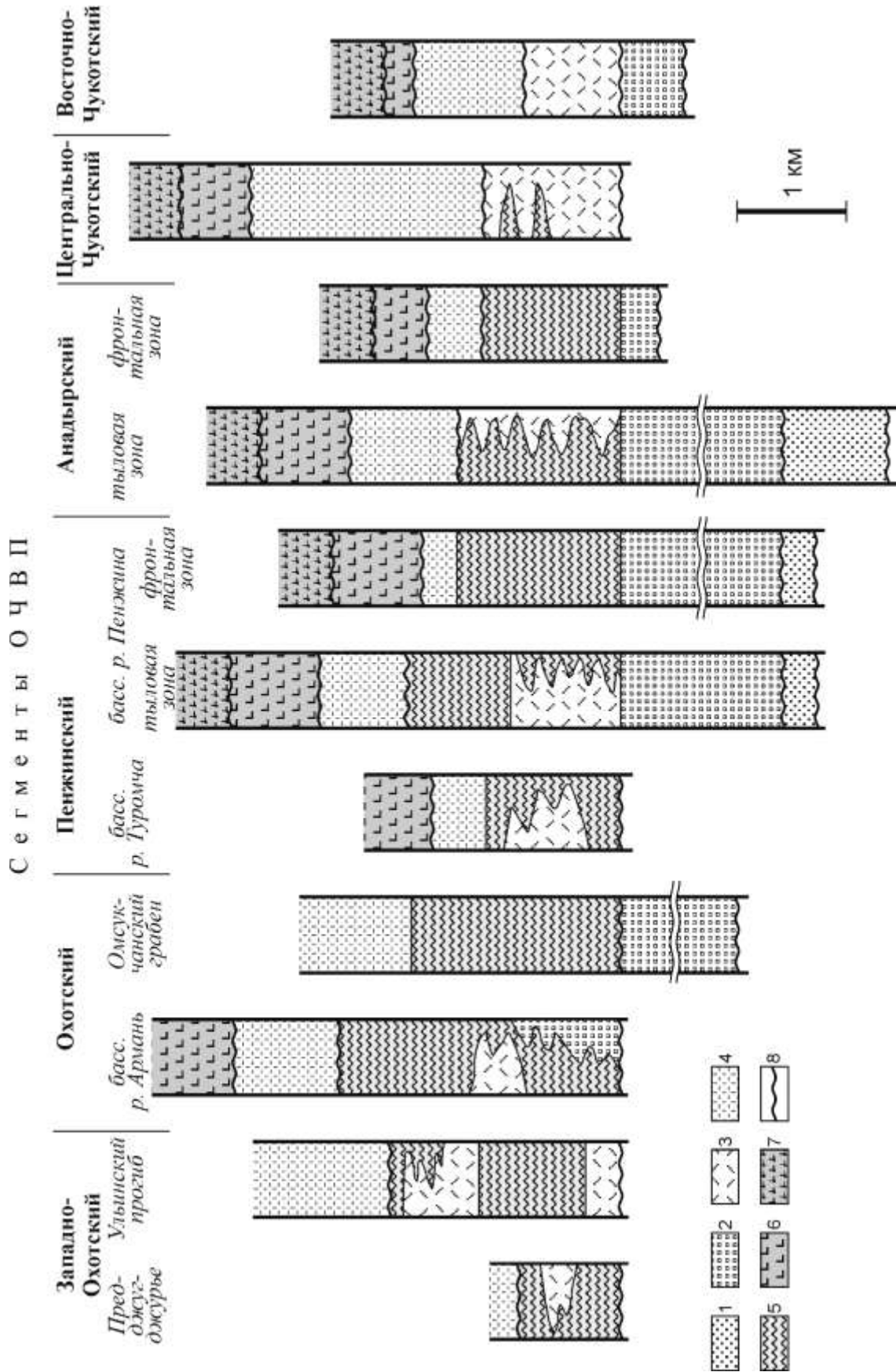


Рис. 2-12. Схема корреляции разрезов различных участков ОЧВП [Филатова, 1988, с изменениями]. Названия сегментов даны в соответствии со схемой В.Ф. Белого [1977].
 1-2 – "предвулканогенные молассы" (1 – морские, 2 – континентальные); 3-7 – вулканогенные толщи ОЧВП, с преобладанием в разрезе: (3) риолитов, (4) риолитов и дацитов, (5) андезитов, (6) базальтов, (7) субщелочных базальтов; 8 – несогласия.

а



б



Рис. 2-13. Выходы "нижних андезитов" ОЧВП: а – нырвакинотская толща (Восточно-Чукотский сегмент, бассейн р. Этелькуйым); б – саламихинская свита (юго-западная часть Центрально-Чукотского сегмента, бассейн р. Малый Анюй).

- (1) "нижние андезиты",
- (2) кислые вулканиты (преимущественно игнимбриты), местами со значительной примесью пород среднего и основного состава,
- (3) "верхние базальты".

Схема корреляции разрезов различных участков вулканического пояса, предложенная Н.И. Филатовой [1988], приведена на рис. 2-12.

"Нижние андезиты" (рис. 2-13) (типичные стратоны: нырвакинотская, виллойкинская, хайокланская, вилковская толщи, еманринская, нараулийская, каховская, тайночинская, саламихинская свиты) представляют собой мощные, до 2-3 км, толщи лав и туфов базальтов, андезибазальтов и андезитов. Суммарная площадь выхода этих образований оценивается примерно в 68 тыс. км² (таблица 2-1), что составляет лишь около 18% общей площади, занятой вулканитами ОЧВП. Однако весьма вероятно, что "нижние андезиты" распространены на гораздо большей площади, скрываясь под более молодыми вулканогенными покровами.

Возраст "нижних андезитов" ОЧВП традиционно считался альбским или альб-сеноманским [Белый, 1977, 1994; Решения..., 2008, 2009], однако в последние 15 лет собраны свидетельства в пользу более молодого возраста некоторых стратонов этой группы [Hourigan, Akinin, 2004; Tikhomirov et al., 2012]. Обсуждению вопросов геохронологии ОЧВП посвящена глава 3 данной работы.

Большая часть "нижних андезитов" ОЧВП рассматривается в составе формации амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезибазальтов [Белый, 1978], либо базальт-андезитовой формации [Филатова, 1988]. По данным Н.И. Филатовой, 45-50% объема данной формации приходится на андезиты, около 35% – на андезибазальты, 10-15% - на базальты, и еще 10-15% – на дациты и риолиты. Доля пирокластических образований в базальтовых и андезитовых толщах варьирует в широких пределах, составляя в среднем около половины (40-60%, по данным И.Н. Котляра [1986], и до 65%, по данным В.Ф. Белого [1978]). Состав вулканитов меняется и по латерали, и в разрезе отдельных структур. Устойчивые временные изменения состава не выражены, за исключением приуроченности кремнекислых пород либо к основанию разреза "нижних андезитов", либо, наоборот, к его верхам [Филатова, 1988]. Пространственные вариации состава выглядят более закономерными, чем временные. В литературе встречаются упоминания как поперечной, так и продольной зональности состава "нижних андезитов". Например, в Пенжинском и Анадырском сегментах от фронта к тылу вулканического пояса доля андезитов увеличивается за счет снижения доли базальтов. При этом к тыловой зоне ОЧВП тяготеют наиболее магнезиальные оливиновые базальты [Филатова, 1988]. На всем протяжении пояса по направлению от океана к континенту в вулканитах и родственных им интрузивах увеличивается калий-натровое отношение (что, как правило,

сопровождается ростом содержаний всех несовместимых литофильных элементов). На сопоставлении данных о поперечной петрохимической зональности вулканитов ОЧВП и современных субдукционных провинций основаны оценки вариаций глубины палеозоны Бенъофа под Охотско-Чукотским поясом - от 120 под фронтальной зоной до 150-160 км под тыловой [Ninkovich, Haas, 1972; Филатова, 1988]. Вдоль простирания ОЧВП содержания несовместимых элементов в "нижних андезитах" возрастают в сегментах, наложенных на блоки с относительно древней континентальной корой (Западно-Охотский, Пенжинский, Центрально- и Восточно-Чукотский) [Котляр и др., 1981; Филатова, 1988].

Средние части обобщенного разреза ОЧВП (рис. 2-14) сложены вулканитами пестрого состава, среди которых преобладают кремнекислые породы (типичные стратоны: амкинская серия, хольчанская, ольская, тылхойская, макковеемская, аунейская, пыкарваамская, эмунеретская, леурваамская свиты, шороховская, балаганная, амгеньская толщи). Общая площадь выходов кремнекислых вулканитов ОЧВП – свыше 242 тыс. км², что составляет 62% всей площади, занятой вулканогенными комплексами ОЧВП (таблица 2-1). Площадь выходов андезитовых толщ, чередующихся с кислыми вулканитами и не включенных в состав "нижних андезитов" – около 52 тыс. км², или 13% от площади вулканитов ОЧВП.

Структурные взаимоотношения кремнекислых толщ с "нижними андезитами" не всегда однозначны, вероятно, вследствие одновременных извержений магм различного состава. Иногда в подошве кремнекислых толщ, налегающих на "нижние андезиты", наблюдается угловое несогласие, однако такие несогласия носят локальный характер и, вероятно, связаны с накоплением кислых вулканитов в условиях расчлененного рельефа. Местами на контактах присутствуют следы размыва, местами переход между андезитовыми и кремнекислыми толщами выглядит постепенным, при постепенно растущей густоте и мощности горизонтов кислых вулканитов в верхах разреза "нижних андезитов".

Наиболее распространенные разновидности кремнекислых пород ОЧВП – игнимбриты дацитов и риолитов, которые нередко образуют покровы площадью в сотни и тысячи км². В подчиненном объеме в разрезах присутствуют туфы различной степени спекания и лавы. Изначально кислые толщи ОЧВП рассматривались в составе единой игнимбритовой формации [Сперанская, 1964], но затем были предложены различные варианты их разделения. Согласно схеме В.Ф. Белого [1978], группа игнимбритовых формаций включает риолит-андезито-дацитовую, риолит-дацитовую, риолитовую и риолит-трахитовую формации (рис. 1-6). Главным критерием различия данных формаций является соотношение объемов пород кислого, умеренно кислого и среднего состава. Н.И. Филатова [1988] предложила сократить список кремнекислых формаций ОЧВП до двух, последовательно сменяющих друг друга в разрезах большинства сегментов ОЧВП (дацит-риолитовая формация альба-сеномана и формация



а



б



в



г

Рис. 2-14. Выходы кремнекислых толщ ОЧВП: а – эргываамская свита (Центрально-Чукотский сегмент, р. Энмываам); б – амкинская серия (Западно-Охотский сегмент, бассейн р. Гырбыкан); в – эмунеретская свита (Центрально-Чукотский сегмент, р. Энмываам); г – леурваамская свита (Центрально-Чукотский сегмент, р. Паляваам).

субщелочных дацитов сеномана-сенона, рис. 2-12). Основанием для разделения этих формаций является, как и в случае со схемой В.Ф.Белого, разное объемное соотношение петрохимических разновидностей вулканитов (дацит-риолитовая: 60% риолитов и риодацитов, 30% дацитов, 10% андезидацитов и андезитов; формация субщелочных дацитов: 60% дацитов и риодацитов, 30% риолитов, 10% андезидацитов и андезитов). Кроме различий в среднем содержании SiO_2 , в породах формации субщелочных дацитов несколько выше уровень общей щелочности, и в большей мере выражена связь с вулканическими постройками центрального типа.

Пространственное распределение кремнекислых толщ внутри ОЧВП в целом согласуется с вариациями мощности и состава коры, и в этом плане коррелирует с зональностью состава "нижних андезитов". В различных сегментах ОЧВП доля кремнекислых пород варьирует, согласно оценкам, от 30% до 80% (таблица 1-2; см. также главу 4). Наибольшая средняя кремнекислотность отличает участки, глубоко уходящие в континент в "изломах" вулканического пояса – Куйдусунский прогиб и Центрально-Чукотский сегмент, наименьшая – Анадырский и Пенжинский сегменты (рис. 2-1, 2-2, 2-12). Колебания общей щелочности и калий-натрового отношения в кислых вулканитах коррелируют с изменениями соответствующих характеристик "нижних андезитов". Как показали геохимические исследования, сходство кислых и средних/основных пород проявляется и на уровне элементов-примесей и изотопных отношений (эти вопросы обсуждаются в разделе 5.2).

Мощность толщ андезитов и андезибазальтов, чередующихся с кремнекислыми стратонами и не включенных в состав "нижних андезитов" (коэквиуньская, окланская, улынская, матаринская, хетанинская свиты, тувыйская, туромчинская, буралкитская толщи), местами достигает 1 км, но в целом они значительно уступают кремнекислым вулканитам в объеме. Некоторые из этих стратонов занимают стратиграфическое положение между толщами кислых вулканитов, некоторые – между кислыми вулканитами и "верхними базальтами". Сообщения о каких-либо закономерностях в распределении андезитовых толщ внутри разреза ОЧВП в публикациях пока не появлялись. В.Ф.Белый [1978] выделил эти образования в особую формацию двупироксеновых андезибазальтов и андезитов, хотя, по наблюдениям автора настоящей работы, петрографические и геохимические характеристики андезитов и базальтов, переслаивающихся с кислыми вулканитами, мало отличаются от таковых "нижних андезитов".

"Верхние базальты" (рис. 2-15) (хакаринская, мыгдыкитская, атувеемская, энмываамская, нунлигранская свиты, джагынская, евдырвеемская, чуванская толщи) присутствуют во всех сегментах вулканического пояса, но имеют гораздо меньшую площадь выхода, чем прочие компоненты разреза ОЧВП. Обычно они слагают фрагменты частично эродированных вулканических плато. Оценки возраста указанных стратонов, в зависимости от мнения



Рис. 2-15. Выходы "верхних базальтов" ОЧВП: а – базальты хакаринской свиты на риолитовых туфах и лавах амкинской серии (Западно-Охотский сегмент, бассейн р. Нют); б – базальты нунлигранской свиты на риодацитовых туфах леурваамской толщи (Восточно-Чукотский сегмент, бассейн р. Тнэквеем).

исследователей, варьируют в интервале от сантона до датского века палеоцена (рис. 1-4). Общая площадь выходов "верхних базальтов" составляет около 22 тыс. км², или 6% от общей площади вулканитов ОЧВП. Весьма вероятно, немалая часть базальтовых плато уничтожена эрозией, но масштабы процесса оценить сложно. Самые крупные поля поздних базитов (до 9 тыс. км²) сосредоточены во фронтальной части вулканического пояса, у границы Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов. Некоторые поля "верхних базальтов" Анадырского и Восточно-Чукотского сегментов выходят за фронтальную границу ОЧВП (рис.

2-2) и перекрывают частично эродированные комплексы позднеюрско-раннемеловой активной окраины.

На значительном, в сотни км, удалении от базальтовых плато вулканы и интрузирующие их гранитоидные плутоны рассечены многочисленными дайками базальт-андезитового состава, геохимически идентичными породам "верхних базальтов" [Желтовский, 1980ф; Устинов и др., 1994ф; Тихомиров, 1998]. Эти дайковые рои могут представлять собой подводящие каналы уничтоженных эрозией вулканических построек и/или вырожденные проявления позднего базальтового магматизма, не сформировавшего сколь-либо значимые стратоны.

Породы, непосредственно подстилающие "верхние базальты" (как правило, это кислые вулканы), могут нести следы размыва. Угловые несогласия, как и в подошве кремнекислых толщ ОЧВП, локальны. Частично эти несогласия объясняются проявлениями кальдерной тектоники (см. раздел 2.7.2), частично - неровностями палеорельефа.

"Верхние базальты" различных сегментов ОЧВП были отнесены В.Ф. Белым [1978] к четырем различным формациям (рис. 1-6): базальт-трахибазальтовой, риолит-андезибазальтовой, риолит (трахириолит)-базальтовой и контрастной неустановленного петрографического типа. В разрезах верхних стратиграфических единиц Западно-Охотского, Охотского и Восточно-Чукотского сегментов доля средних и кислых пород несколько выше, чем в прочих сегментах ОЧВП, хотя в тех или иных количествах кислые вулканы присутствуют практически во всех стратонах "верхних базальтов".

В интерпретации Н.И. Филатовой [1988] "верхние базальты" представляют единый латеральный ряд, но включают две разновозрастные формации: базальтовую (маастрихт-даний) и щелочнобазальтовую (палеоцен-эоцен). Первая из указанных формаций включает около 80% базальтов и андезибазальтов, 10-15% андезитов и 5-10% кислых пород, преимущественно экструзивно-субвулканической фации. Коэффициент эксплозивности сравнительно невелик и составляет около 20%. Базальты маастрихт-датской формации в большинстве – кварц-нормативные, нормальной щелочности. В щелочнобазальтовой формации на базальты приходится около 90% объема, и сами базальтоиды имеют иной состав: большей частью они содержат нормативный оливин и гиперстен, изредка – нормативные фельдшпатоиды; по уровню они занимают промежуточное положение между породами нормального и щелочного рядов [Филатова, 1988].

Вопрос о тектонической природе "верхних базальтов" ОЧВП остается открытым. До 1980-х гг. их принадлежность к общему разрезу вулканического пояса не оспаривалась, но Н.И. Филатова [1987, 1988] обратила внимание на ряд особенностей состава и структурного положения поздних базитов ОЧВП, указывающих на их возможную рифтогенную природу. К

указанным особенностям относятся: геохимические характеристики, переходные к таковым внутриплитных магматитов; приуроченность к грабенообразным структурам, наложенным на ОЧВП; смещение ареалов позднего базальтового вулканизма в область бывшего преддужья ОЧВП. Так появилась гипотеза, согласно которой "верхние базальты" генетически связаны не с ОЧВП, а с рифтогенной тектоно-магматической системой, сформировавшейся после полного затухания активности Охотско-Чукотского пояса. Следуя данной гипотезе, И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [2004] предложили объединить молодые базитовые стратоны ОЧВП в составе "Хакаринско-Энмываамской внутриконтинентальной вулканической цепи" и представили геохронологическое обоснование, построенное на результатах К-Ar и Rb-Sr датирования. Согласно выводам И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой, комплексы ОЧВП формировались в течение альба и сеномана. Затем в извержениях последовал длительный, до 10 млн лет, перерыв, после чего в сантоне и кампане изливались "верхние базальты" (рис. 1-4ж).

Несмотря на изложенные выше аргументы, некоторые исследователи по-прежнему склонны рассматривать "верхние базальты" как часть разреза ОЧВП [Акинин, Миллер, 2011]. Детали дискуссии по этому вопросу приведены в разделе 5.2.4.

Все перечисленные выше главные компоненты обобщенного разреза ОЧВП включают горизонты осадочно-вулканокластических и вулканомиктовых пород (рис. 2-16) мощностью от сантиметров до сотен метров. Эти породы могут составлять значимую часть разреза отдельных структур площадью в десятки – первые сотни км², но в общем балансе объема вулканитов ОЧВП они играют второстепенную роль. Размеры обломков в вулканомиктовых породах варьируют в широких пределах, от глыб и валунов свыше метра в поперечнике до песчаного и алевритового материала. Иногда средне-мелкообломочные осадочные породы содержат значительную примесь неокатанного вулканического пепла, что указывает на одновременность процессов осадконакопления и вулканических извержений. Именно с прослоями вулканомиктовых осадочных пород чаще всего связаны места захоронения ископаемой флоры (рис. 2-16б), до конца XX в. выполнявшей функции главного возрастного репера при изучении стратиграфии ОЧВП.

Мощные толщи вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных пород выходят на поверхность вблизи фронтальной зоны ОЧВП в Пенжинском и Анадырском (рис. 2-17) сегментах (кривореченская, дуговская, крестовская, ильвенеивеемская, пастбищная и пр. свиты). Верхние и нижние стратоны доступного наблюдению разреза (кривореченская и ильвенеивеемская свиты) накапливались в континентальных условиях, остальные – в морских. Эти толщи, в отличие от вулканитов ОЧВП, затронуты пологими складчатыми деформациями; наклон крыльев складок редко превышает 15°. Возраст морских отложений, уверенно (в сравнении с континентальными вулканогенными толщами) установленный по остаткам фауны,



б



г



а



в

Рис. 2-16. Вулканиктовые и осадочно-вулканокластические породы в разрезах ОЧВП: а – горизонты туфопесчаников (светлое) в образованиях эмунеретской свиты (Центрально-Чукотский сегмент, р. Энмываам); б – там же, обломки туфопесчаников с отпечатками ископаемой флоры; в – контакт туфопесчаников и туфоконгломератов, убиенкинской толща (Анадырский сегмент, бассейн р. Убиенка); г – вулканиктовые конглобрекции, пыкарваамская(?) свита (Анадырский сегмент, бассейн р. Мечкерева).

а



б



Рис. 2-17. Выходы комплексов преддугового прогиба ОЧВП: а – выходы кривореченской свиты альба-турона в бассейне р. Убиенка, Анадырский сегмент; б – вулканомиктовый конгломерат кривореченской свиты, там же.

указывает на то, что данные отложения накапливались с позднего альба по кампан включительно, что соответствует полному интервалу формирования ОЧВП. Расположение выходов указанных толщ дает основания для вывода об их накоплении в преддуговом прогибе Охотско-Чукотского пояса (рис. 2-4). Учитывая, что мощность большинства последовательно

формировавшихся здесь стратонов превышает 1 км [Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012], можно предположить, что общая мощность этих образований составляет не менее 3 км.

К дистальным комплексам преддужья ОЧВП иногда относят меловую часть разреза Укэляятского прогиба [Соловьев, 2005]. Данный прогиб выполнен терригенными, главным образом флишевыми толщами, накапливавшимися в период с начала позднего мела (возможно, с альбского века раннего мела) по палеоцен включительно. В современной структуре Корякско-Камчатской области эти толщи обнажаются примерно в 200 км от современной границы ОЧВП, а некоторые из них удалены от ближайших ареалов позднемелового вулканизма на 500-600 км (рис. 2-1). Общая мощность комплексов Укэляятского прогиба оценивается в 7-8 км. Вероятно, не меньшую мощность имели образования преддужья южных сегментов ОЧВП, но их изучение затруднительно, поскольку они скрыты кайнозойскими осадками и водами Охотского моря.

О реликтах аккреционного клина Охотско-Чукотского пояса известно очень мало, в отличие от соответствующих комплексов УМВП [напр., Sokolov et al., 2009]. Аккреционные комплексы альба-кампа выявлены пока только в восточной Корякии [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992] и в районе хребта Омгон на Западной Камчатке [Soloviev et al., 2006], в 270-300 км от границы ОЧВП.

Северные сегменты ОЧВП (Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский) в своей фронтальной части перекрываются локально распространенными кайнозойскими вулканогенными толщами мощностью до 1 км, которые принято связывать с более молодыми вулканическими провинциями: кампан-палеоценовым Анадырско-Бристольским поясом [Stavsky et al., 1990] и олигоцен-миоценовым Корякско-Камчатским поясом [Филатова, 1988; Геодинамика, магматизм..., 2006]. При отсутствии следов значимых деформаций комплексов ОЧВП несогласие в подошве кайнозойских вулканитов выражено слабо. Кроме того, во всех сегментах ОЧВП вулканиты местами перекрыты субгоризонтально залегающими кайнозойскими осадками внутриконтинентальных прогибов и прибрежных низменностей. Самая крупная из подобных впадин – Пенжинско-Анадырский бассейн (рис. 2-1).

Завершая раздел о строении обобщенного разреза Охотско-Чукотского пояса, уместно отметить, что все три главных компонента ("нижние андезиты", кремнекислые толщи и "верхние базальты") присутствуют далеко не во всех частных разрезах. Отклонения от стандартной стратиграфической последовательности обычно сводятся к следующему:

1. На значительной части площади ОЧВП отсутствуют "верхние базальты". В частности, их нет на севере Центрально-Чукотского сегмента, в Куйдусунском и Предджугджурском прогибах Западно-Охотского сегмента (рис. 2-1, 2-2).
2. Местами из разреза ОЧВП выпадают "нижние андезиты" – например, в Пегтымельском прогибе Центрально-Чукотского сегмента [Белый, 1977] и его окрестностях, где разрез ОЧВП

сразу начинается с кремнекислых толщ. Местами в основании разреза здесь присутствуют вулканиты шошонитовой серии (этчикуньская свита), но они распространены ограниченно, имеют необычный для "нижних андезитов" состав и, возможно, даже не связаны с ОЧВП генетически (см. разделы 3.5.4 и 5.2). "Нижние андезиты" также не выявлены в Куйдусунском прогибе Западно-Охотского сегмента, на большей части Восточно-Чукотского сегмента и в отдельных структурах прочих сегментов ОЧВП (рис. 2-2).

3. Особый случай представляет фронтальная зона ОЧВП на стыке Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов (междуречье Чинейвеем-Белая). Здесь вулканиты среднего и кислого состава (вапанайская свита) и перекрывающие их "верхние базальты" (энмываамская свита) налегают на полого деформированные осадочные, преимущественно вулканомиктовые толщи преддугового бассейна ОЧВП, содержащие фауну сеноман-туронского и даже коньяк-кампанского возраста (кривореченская, дуговская, пастбищная свиты). Такие взаимоотношения, вероятно, являются следствием миграции ареала вулканической активности, не столь явной в других сегментах ОЧВП.

4. Изредка в частных разрезах ОЧВП редуцированы существенно кремнекислые стратоны, например, на отдельных участках фронтальной зоны Пенжинского и Анадырского сегментов, где "верхние базальты" (чуванская толща и атувеемская свита) налегают непосредственно на "нижние андезиты" (вилковская и хайокланская толщи) (рис. 2-2).

2.4. Оценка площади выхода и некоторые особенности пространственного распределения главных компонентов разреза ОЧВП

Анализ пространственного распределения главных компонентов разреза ОЧВП, а также расчет продуктивности магматической системы (см. главу 4) требуют точных данных о площади выходов различных вулканогенных комплексов. Для расчета современной площади выхода различных по составу магматических образований ОЧВП автором настоящей работы совместно со студентом 2 курса геологического факультета МГУ И.П. Тихомировым составлен ГИС-проект в среде ArcMap. В качестве основы использовались геологические карты масштаба 1:1000000 [Ковалева и др., 1987ф; Корольков, 1992ф; Сурмилова, Корольков, 1999ф] и 1:500000 [Варламова и др., 2004ф; Васькин и др., 2004ф].

2.4.1. Условия, принятые при составлении ГИС-проекта

На территории распространения комплексов ОЧВП при составлении ГИС-проекта были оконтурены все выходы вулканических и плутонических пород, на перечисленных выше геологических картах отнесенных к временному интервалу альб – поздний мел. Раздельно оцифрованы полигоны, соответствующие выходам (1) "нижних андезитов"; (2) кремнекислых

вулканитов; (3) "верхних базальтов"; (4) толщ пестрого состава, включающих средние / основные и кремнекислые вулканиты в близких объемных пропорциях; (5) гранитоидов, для которых доказана или предполагается генетическая связь с ОЧВП; (6) базальт-андезитовых толщ, местами присутствующих в средних частях разреза ОЧВП; (7) субвулканических пород кремнекислого состава; (8) субвулканических пород среднего и основного состава. Минимальная площадь полигонов, включенных в ГИС-проект, составляет 1 км², общее количество оцифрованных полигонов – 5467. Для окончательной версии ГИС-проекта выполнена проверка топологии.

В ряде случаев на стыках листов отмечались признаки разногласий между авторами карт – например, по вопросам стратиграфической корреляции некоторых вулканогенных толщ (что может иметь значение при отнесении того или иного полигона к "нижним андезитам" или к андезитам средних частей разреза ОЧВП). Однако такие разногласия носят второстепенный характер и не влияют на оценку площади выхода пород различного состава.

В ходе подготовки ГИС-проекта были приняты следующие допущения:

- в контуры распространения комплексов ОЧВП включены участки, где вулканиты перекрыты кайнозойскими образованиями;
- отдельные вулканические поля и гранитоидные массивы, удаленные от границ ОЧВП не более чем на 200 км, включены в состав комплексов ОЧВП, если доказан их позднемеловой возраст;
- акватории Охотского и Берингова морей не включались в контур ОЧВП, за исключением прибрежной полосы шириной не более 5 км;
- в контуры гранитоидных плутонов ОЧВП включены провесы их кровли, сложенные вмещающими породами, а также тела габброидов (в сумме те и другие слагают не более 2% площади выхода интрузивов);
- в состав гранитоидов ОЧВП включены плутоны, интродуцирующие комплексы ОЧВП и / или отмеченные на картах как принадлежащие к позднемеловым или ранне-позднемеловым комплексам. Также к плутонам ОЧВП отнесены Северный и Пырканийский массивы Чукотки, для которых получены U-Pb даты, соответствующие позднемеловой эпохе [Akinin et al., 2012]. Из гранитоидов ОЧВП исключены массивы верховьев рр. Индигирка и Большой Тарын, на картах отнесенные к ранне-позднемеловому комплексу, но по цирконам более древние, соответствующие титону-берриасу [А.В. Прокопьев, устное сообщение];
- из состава Западно-Охотского сегмента ОЧВП исключены образования учуликанской свиты верховьев р. Мая, поскольку они содержат палеофлору ожогинского / матийского комплекса [Лебедев, 1974, 1987], и отнесены к комплексам Удско-Мургаляского пояса [Горячев, 2005;

Русакова, 2011]. Вулканогенные толщи западной части Охотского сегмента (бассейн рр. Ульбея, Иня) оставлены в составе ОЧВП, хотя на картах отнесены к ульбериканской свите – временному аналогу учуликанской. Собранные здесь остатки флоры сравнительно бедны, и не позволяют заключить, что эти толщи древнее прочих "нижних андезитов" ОЧВП, распространенных восточнее [А.Б. Герман и С.В. Щепетов, устные сообщения];

- образования кытыймской и танюерской свит не включались в состав "верхних базальтов" ОЧВП, поскольку для этих свит получены доказательства эоценового возраста, и их генетическая связь с ОЧВП маловероятна;
- для вулканогенных толщ, на картах обозначенных как "толщи разнообразного состава", доля кислых вулканитов принята как 50%.

Результаты оценки площади выхода различных по составу комплексов ОЧВП сведены в таблице 2-1, а графический вывод ГИС-проекта представлен на рис. 2-2.

2.4.2. Особенности пространственного распределения различных по составу комплексов ОЧВП

Общая площадь выхода магматических комплексов ОЧВП (сумма площади полигонов ГИС-проекта) составила около 480 тыс. км², из которых 93 тыс. км² (19%) занимают выходы плутонических пород, главным образом гранитоидов. Как уже отмечалось в разделе 2.2, сегменты ОЧВП значительно различаются соотношением площади выхода плутонических и вулканических пород. Наибольшей площадью выхода гранитоидов (37%) выделяется Охотский сегмент, наименьшей (2%) – Центрально-Чукотский. Крупные гранитоидные плутоны образуют кластеры размером до сотен километров в пределах Охотского массива, Джугджурского поднятия (Западно-Охотский сегмент), Оконайто-Пеледонского поднятия (Анадырский сегмент), верховьев р. Танюер (Восточно-Чукотский сегмент). Подобные структуры резонно интерпретировать как относительно поднятые и эродированные блоки, где на поверхность выходят относительно глубинные уровни магматической системы ОЧВП. Это предположение согласуется с оценкой глубины кристаллизации Танюерского плутона, которая, по данным минеральной термобарометрии, составляет не менее 4 км [Тихомиров, Лучицкая, 2006; Tikhomirov et al., 2009]. Относительно глубокий уровень эрозии Охотского сегмента косвенно подтверждается повышенной фрагментированностью вулканических полей в его составе (рис. 2-2).

Разнообразные вулканогенные комплексы ОЧВП в настоящее время занимают площадь около 387 тыс. км². Это значение немного превышает оценки, приведенные в работах В.Ф. Белого (334 тыс. км² – таблица 1-1). Ожидалось, что ревизия оценки площади ОЧВП даст результат, уступающий более ранним оценкам, поскольку В.Ф. Белым в состав ОЧВП

включались и некоторые комплексы Удско-Мургальского пояса (рис. 2-2). Остается предположить, что расчеты, выполнявшиеся в 1960-е – 1970-е гг. вручную (в лучшем случае с использованием пантографа), оказались недостаточно точными. Территория, занятая вулканитами ОЧВП в период его формирования, должна была значительно превышать современную – отчасти из-за последующей денудации, отчасти из-за того, что немалые фрагменты вулканического пояса сейчас расположены в акватории Охотского и Берингова морей (рис. 2-1).

Из общей площади вулканитов ОЧВП более половины (62%) приходится на кремнекислые породы (здесь и далее указывается доля от площади выхода только вулканогенных образований, без учета плутонических). Из них около 8% составляют субвулканические образования. Особенно обширны кремнекислые субвулканические тела в Западно-Охотском сегменте ОЧВП, хотя нет уверенности, что это связано с объективными причинами, а не с предпочтениями геологов-съемщиков (см. раздел 2.5). Доля "нижних андезитов" составляет около 18% площади ОЧВП, андезитовых толщ из средних частей разреза – 9%, и "верхних базальтов" – около 6%. Необходимо заметить, что из-за проблем с определением возраста вулканитов не всегда ясно, куда следует отнести толщу пород среднего-основного состава – к "нижним андезитам" или к средней части разреза ОЧВП.

Признаки сколь-либо значимого пространственного смещения ареалов основных и средних вулканитов относительно полей кремнекислых пород выражены слабо. Толщи "нижних андезитов" не выявлены в Центрально-Чукотском сегменте ОЧВП, однако не исключено, что здесь они тоже имеются, но скрыты мощными покровами кремнекислых пород. "Нижних андезитов" нет в Преддзугджурском прогибе, составляющим юго-западное окончание вулканического пояса. Здесь распространены средние и основные вулканиты мотаринской свиты, налегающей на кремнекислые породы.

К структурам, преимущественно сложенным "нижними андезитами" (с незначительным присутствием кислых вулканитов), можно отнести Нембондинский прогиб Анадырского сегмента и цепочку более мелких впадин у истоков р. Кедон (Охотский сегмент). Нембондинский прогиб – крупная, около 250 км длиной, линейная структура, ориентированная несогласно с общим простиранием ОЧВП и согласно – со структурами фундамента вулканического пояса (рис. 2-1, 2-2). Специфика данной структуры допускает возможность ее связи с более ранним тектоно-магматическим событием, однако надежные доказательства подобной связи пока не получены.

В сегментах вулканического пояса доля кремнекислых пород варьирует от 30% до 80%. В крайних сегментах – Западно-Охотском, Восточно- и Центрально-Чукотском – эта доля заметно повышена. Особенно велика роль кремнекислых вулканитов в разрезах

Пегтымельского и Куйдусунского прогибов, расположенных у вдающихся в континент изгибов вулканического пояса (рис. 2-1, 2-2). Анадырский сегмент, помимо пониженной средней кремнекислотности пород, отличает присутствие крупной линейной структуры – Нембондинского прогиба, преимущественно выполненного "нижними андезитами" и ориентированного в северо-западном направлении, несогласно с генеральным простиранием ОЧВП и согласно с ориентировкой складчатых структур фундамента (рис. 2-1, 2-2).

"Верхние базальты" Западно-Охотского сегмента не выходят за границы распространения прочих вулканитов ОЧВП. В Охотском сегменте поля "верхних базальтов" немного смещены в сторону континента, и местами перекрывают комплексы мезозойд. Во всех остальных сегментах (Пенжинском, Анадырском, Центрально-Чукотском, Восточно-Чукотском) ареалы "верхних базальтов", напротив, несколько смещены в сторону океана (рис. 2-2). У южной границы Восточно-Чукотского сегмента толщи "верхних базальтов" (нунлигранская свита), основных пород средней части разреза ОЧВП (экитыкинская свита) и эоценовой танюерской свиты нередко занимают одинаковое структурное положение, что может вызывать затруднения при их разделении.

Очевидно, что данные о площади выхода различных вулканогенных комплексов несколько занижают роль нижних стратонов, скрытых более молодыми толщами. Поэтому доля "нижних андезитов" и кремнекислых толщ в *объемном* балансе продуктов извержений должна быть выше доли площади их выходов, и при расчетах объема вулканогенных толщ (глава 4) использовался соответствующий поправочный коэффициент.

2.5. Жерловые и субвулканические образования

Как и в любой прочей вулканической провинции, в Охотско-Чукотском поясе эффузивные породы тесно ассоциируют с телами, сложенными вулканитами, находящимися в интрузивном залегании, т.е. несущими следы механического внедрения магмы во вмещающие породы. От гипабиссальных плутонических образований их отличает неполнокристаллическая структура пород. Лишь во внутренних частях некоторых из самых крупных субвулканических тел породы приобретают полнокристаллическую (как правило, скрытокристаллическую) структуру. Слабая раскристаллизация тел объясняется малой глубиной становления, обычно не превышающей первые сотни метров, а также дегазированной магмы вследствие наличия каналов, соединяющих приповерхностные камеры с атмосферой. Благодаря последнему обстоятельству, субвулканические тела, даже крупные, лишены значимых проявлений контактового метаморфизма [Коптев-Дворников и др., 1967].

Размещение *жерловых тел* контролируется разрывными нарушениями различного порядка, от региональных зон разломов до сравнительно мелких нарушений – например,



Рис. 2-18. Выход некка андезитов с радиально ориентированной столбчатой отдельностью. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкерева.

ограничивающих кальдеры. Наиболее распространенной формой подводящих каналов в вулканических постройках ОЧВП является некк, но нередки и магмоводы трещинного типа. Диаметр некков варьирует от метров (мелкие моногенные тела) до 100-300 м. Моногенные тела нередко распознаются по радиальной ориентировке столбчатой отдельности (рис. 2-18).

Один из главных структурных признаков вулканических жерловин – ориентировка первичных текстур, резко несогласная с общим залеганием вулканогенной толщи (рис. 2-19). Кроме того, в диагностике жерловых фаций иногда оказываются полезными косвенные петрографические признаки: (1) высокая степень гидротермальной переработки; (2) повышенное содержание литокластов/ксенолитов, их разнородный состав (рис. 2-19б), (3) аномальная изменчивость структурно-текстурного облика пород (для полигенных жерловин); (4) повышенная доля вулканитов с пузыристой/миндалекаменной текстурой; (5) в пирокластических породах – присутствие особо крупных обломков (десятки сантиметров – метры).

Субвулканические тела, как правило, гораздо крупнее жерловых. Площадь выхода некоторых из них достигает 1.5 тыс. км², а в сумме они занимают около 35 тыс. км², или 9% от общей современной площади вулканитов ОЧВП (таблица 2-1). Субвулканические породы обычно весьма однородны по структурно-вещественному составу. Тела формируются на небольшой глубине (десятки и сотни метров, до 1 км). Внедрение магмы контролируется разрывными нарушениями и контактами между породами с различными физическими свойствами. Различные варианты конфигурации ослабленных зон определяют разнообразие

а



б



Рис. 2-19. Выход жерловых игнимбритов риолитового состава. а – общий вид обнажения, б – крупный план. Текстура (ориентированные фьямме) залегает субвертикально при общем субгоризонтальном положении толщи. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкерева.



Рис. 2-20. Дайка субвулканических андезитов, секущая риолитовые туфы пыкарваамской свиты. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкерева.

форм субвулканических тел ОЧВП. Чаще всего это дайки (в том числе кольцевые и конические), но также нередки силлы, лакколиты, лополиты, штокообразные тела (рис. 2-20, 2-21). Наибольшую площадь выхода имеют силлы, которые в Охотско-Чукотском поясе чаще сложены дацитами или риолитами, нежели породами среднего и основного состава.

Характеристики жерловых и субвулканических образований Охотско-Чукотского пояса в целом соответствуют описаниям, приведенным в классических работах по палеовулканологии [Коптев-Дворников и др., 1967; Лучицкий, 1971]. Возможно, в данном разделе не было бы особой необходимости, если бы не одно обстоятельство. Многолетний опыт участия автора в полевых исследованиях Охотско-Чукотского пояса показывает, что многие из субвулканических тел кислого состава, в изобилии присутствующих на геологических картах разных масштабов (в первую очередь масштаба 1 : 200 000), при близком рассмотрении оказываются фрагментами стратифицированного разреза – потоками/покровами игнимбритов или интенсивно спеченных туфов. Эта тенденция в геокартировании, вероятно, появилась в связи с дискуссией о природе игнимбритов, весьма популярной в 1960-е гг. [Сперанская, 1961, 1964; Милановский, Короновский, 1961; Коптев-Дворников и др., 1967]. В ходе этой дискуссии был доказан факт существования секущих (как жерловых, так и субвулканических) тел, сложенных породами пирокластического облика, т.е. несущими фрагментированные

а



б



————— 1 км

Рис. 2-21. Субвулканическое тело (лакколит?) риолитов среди базальтов и андезитов нырвакинотской свиты (а – вид на местности, б – космический снимок). Восточно-Чукотский сегмент ОЧВП, бассейн р. Таддеоан.

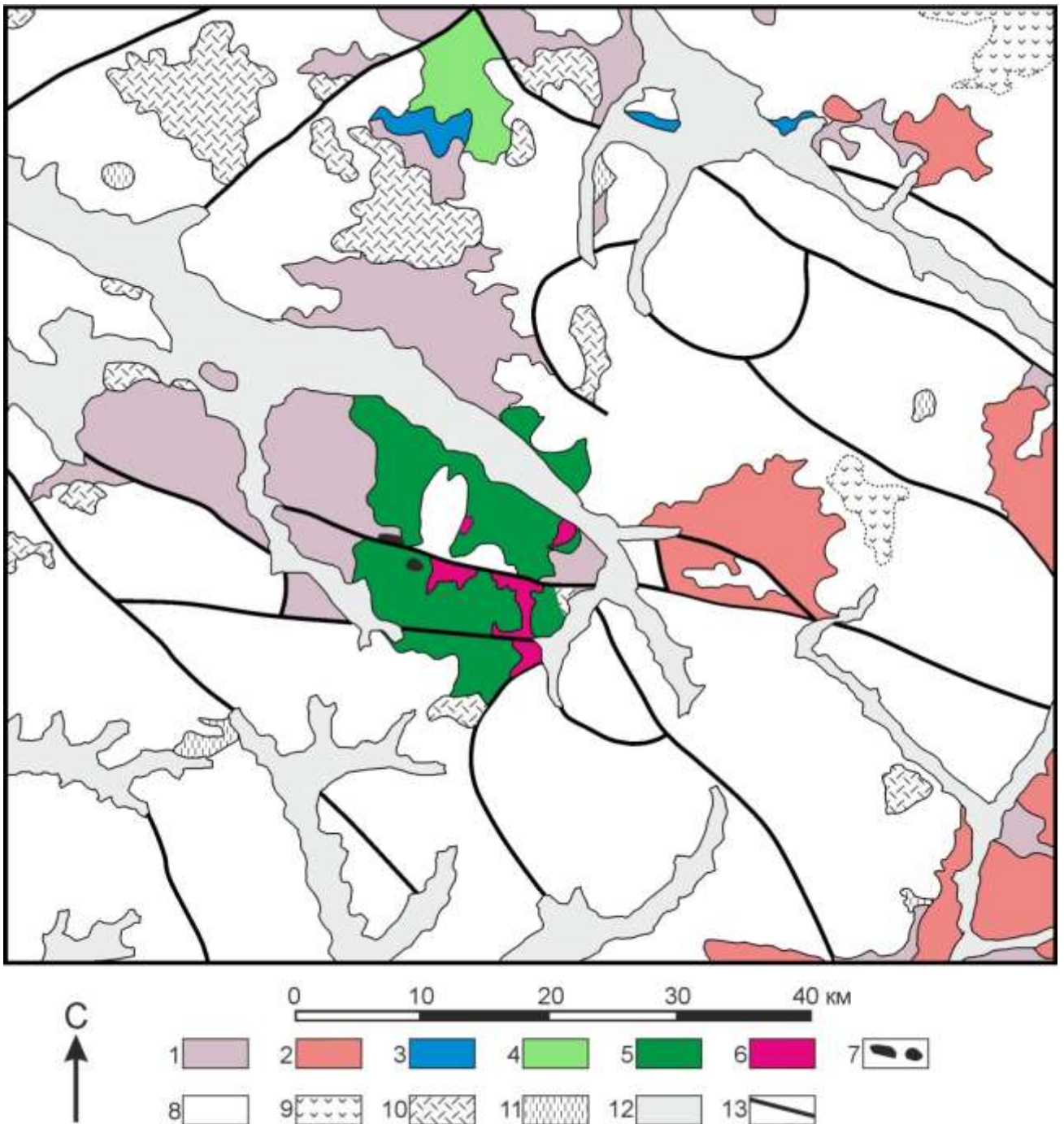


Рис. 2-22. Схема геологического строения кальдеры Берложей и сопредельной территории Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. Составлена по материалам [Варламова и др., 2004ф], с изменениями.

1 – осадочные образования позднего триаса; 2 – раннемеловые гранитоиды; 3 – позднеюрские морские осадочные породы; 4 – раннемеловые континентальные угленосные отложения; 5-7 – образования Берложей кальдеры (поздняя юра – ранний мел): 5 – риолитовые туфы, 6 – гранодиориты, 7 – вулканомиктовые валунные конгломераты; 8-9 – вулканы ОЧВП (8 – кремнекислого состава, 9 – среднего состава); 10-11 – субвулканические тела: 10 – кремнекислого состава, 11 – среднего состава; 12 – четвертичные отложения, 13 – разрывные нарушения.

а



б



Рис. 2-23.
 Риолитовые туфы
 Берложьей
 кальдеры (р.
 Паляваам).
 а – общий вид
 выходов
 вулканогенной
 толщи со слабо
 выраженной
 стратификацией, б –
 типичный облик
 пород.

вкрапленники (кристаллокласты) наряду с обломками пород и уплотненными витрокластами (фьямме). Возможно, признание данного положения привело к тому, что во многих случаях толщи пирокластических пород, не сохранивших пепловой структуры, стали интерпретироваться как субвулканические тела даже при отсутствии следов секущих взаимоотношений с вмещающими породами и иных признаков жерловых или субвулканических образований. Особенно часто к субвулканическим телам причислялись

мощные толщи игнимбритов и спекшихся туфов, лишенные явного слоистого строения и, как правило, выполняющие кальдеры (см. раздел 2.7).

В качестве примера можно привести риолитовые туфы Берложьей кальдеры, расположенной в Центрально-Чукотском сегменте ОЧВП (рис. 2-22, 2-23). До середины 1980-х гг. эта структура изображалась на геологических картах как крупное, 20 x 30 км, субвулканическое тело [Желтовский, 1980ф]. Однако в ходе групповой съемки масштаба 1:50 000, завершенной к середине 1990-х гг., было показано, что эта толща имеет слабо выраженную стратификацию и включает линзовидные горизонты вулканомиктовых конгломератов [Устинов и др., 1994ф]. Данный пример – далеко не единственный, и список субвулканических тел, выделенных без достаточного основания, мог бы получиться весьма внушительным.

Автор настоящей работы не склонен утверждать, что в Охотско-Чукотском поясе вовсе нет секущих тел, сложенных пирокластическими породами – они весьма распространены, особенно жерловины, фьямме в которых ориентированы резко несогласно со стратификацией вмещающих толщ (рис. 2-19). Но все же крупные, от километра в поперечнике, тела, для которых субвулканическая природа доказана структурными наблюдениями, чаще сложены массивными вулканитами "эффузивно-экструзивного" облика, чем туфами и игнимбритами.

2.6. Плутонические образования

Во всех сегментах Охотско-Чукотского пояса стратифицированные вулканиты, помимо тесно ассоциирующих с ними жерловых и субвулканических тел, интродуцированы телами полнокристаллических пород. Более 90% объема этих тел представляют гранитоиды, остальное приходится на диориты и габброиды. Площадь выходов плутонических пород заметно меняется от одного сегмента ОЧВП к другому (рис. 2-2, таблица 2-1). Наибольшие ее значения отличают Охотский сегмент (33 тыс. км², или 37% от площади всего сегмента), в согласии с представлениями о его относительно глубокой эродированности (см. раздел 2.4). Площадь выхода отдельных тел достигает тысяч км² (крупнейшие плутоны – Нют-Ульбейский, Джугджурский, Туманский), но для большинства интрузивов составляет десятки – сотни км². Все массивы, интродуцирующие вулканиты, сформированы в эпизоне (глубины до 5 км), и их становление контролировалось, в первую очередь, разнообразными разрывными нарушениями. Наиболее распространенные формы – штоки, дайки, лакколиты, батолиты. В плане массивы бывают и субизометричными, и вытянутыми. Многие интрузивы вскрыты очень слабо, и очертания их выходов не всегда соответствуют истинной форме плутона. Для относительно глубоко эродированных массивов установлено, что их форма часто определяется элементами кальдерной тектоники (см. раздел 2.7.2). Разрывы, контролирующие становление крупных

батолитов, имеют более глубинную природу, чем разломы кальдерных ограничений. Простираение крупных плутонов, а также отдельных групп мелких тел далеко не всегда совпадает с простираением вулканического пояса (рис. 2-2), указывая на важную роль долгоживущих разломных зон фундамента ОЧВП.



Рис. 2-24. Выходы кварцевых монцонитов Ольховского интрузива. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Убиенка.

На местности выходам плутонических пород соответствуют участки с массивным, лишенным признаков стратификации рельефом (рис. 2-24). Контакты интрузивов – всегда резкие, часто с апофизами. Иногда обильные апофизы превращают контактовую зону в магматическую брекчию [Андреева и др., 1999; Желтовский, 1980ф]. В большинстве случаев интрузивы имеют выраженные эндоконтактные зоны, сложенные относительно мелкозернистыми породами. Редкие исключения связаны с внедрением магмы в мощные игнимбритовые толщи, еще не остывшие после извержения [Устинов, 1994ф; Tikhomirov et al., 2008]. Зоны экзоконтактового ороговикования имеют ширину от первых сантиметров до сотен метров, в зависимости от размера плутона, угла наклона контакта и активности водного флюида. Холодные контакты вулканических пород с интрузивами (результат налегания вулкаников на частично эродированные плутоны) выявлены в большинстве сегментов ОЧВП, но встречаются гораздо реже секущих. Присутствие таких контактов указывает на существование длительных перерывов в вулканической активности (см. раздел 3.5).

Интрузивы Охотско-Чукотского пояса сложены породами непрерывного ряда от габбро до лейкогранитов, с преобладанием гранитов и гранодиоритов [Милов, 1975; Соболев, 1989]. С углублением в континент в плутонах увеличивается доля гранитов и лейкогранитов, одновременно с возрастанием общей щелочности и калий-натрового отношения. В отношении количества интрузивных фаз в сложно построенных плутонах нередки разночтения. Подход к проблеме идентификации фазовых тел можно представить как компромисс двух крайних точек зрения. Первая из этих точек зрения предполагает резкое преобладание постепенных (фациальных) контактов между петрографическими разностями пород [например, Гензе и др., 1990ф; Матешко и др., 1984ф], а вторая, напротив, любые колебания состава пород связывает с одновременным внедрением магм [Изох и др., 1993; Андреева и др., 1999]. Соответственно, количество фаз внедрения, выделенных в составе какого-либо плутона, во многом зависит от точки зрения исследователя, и может меняться от одной до нескольких десятков. Для большинства многофазных интрузивов предполагается гомодромная последовательность формирования фазовых тел, но для полихронных плутонов [таких, как Магаданский – Андреева и др., 1999] взаимное наложение нескольких магматических серий создает весьма сложную картину.

Подавляющее большинство гранитоидных плутонов ОЧВП относится к I-типу общепринятой международной классификации [Chappel, White, 1974], и вполне отвечают термину "*cordilleran-type batholiths*", используемому для массивов, сформированных в обстановках активных континентальных окраин [Pitcher, 1997]. Небольшие, в сравнении с эталонными для этого типа плутонами Восточной Пацифики, размеры плутонов ОЧВП объясняются меньшей глубиной эрозии магматической провинции. Некоторые из интрузивов ОЧВП обнаруживают геохимические и минералогические черты гранитоидов S- и A-типов [Тихомиров, 1998; Тихомиров, Лучицкая, 2006], указывая тем самым на сложный состав источников магм. Считается, что плутоны, интрузирующие вулканиды, комагматичны с последними, однако химический состав интрузивных и вулканических пород, находящихся в непосредственном контакте, может значительно различаться. В таких случаях остается предположить, что либо изверженные аналоги плутонических пород уничтожены экзогенными процессами, либо условия эволюции магмы, породившей интрузивное тело, отличались от таковых для вулканической системы.

Данные изотопной геохронологии [Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007; Акинин, Миллер, 2011] в целом подтверждают положение о близком времени формирования плутонов и стратифицированных вулканидов ОЧВП, а также о полихронности крупных батолитов. Некоторые из массивов, расположенных во фронтальной зоне ОЧВП, включают фазы позднеюрско-раннемелового возраста (150-120 млн лет), сформированные до

заложения ОЧВП и, вероятно, связанные с магматической системой Удско-Мургальского пояса. Остается открытым вопрос о генетических связях гранитоидов альбского возраста (107-100 млн лет), выявленных в составе Магаданского батолита [Фаррар, 1992; Андреева, 1999; Котляр, Русакова, 2004], а также массивов полуострова Тайгонос [Лучицкая и др., 2003]. С одной стороны, начало активности ОЧВП приходится именно на альбский век; с другой стороны, плутоны полуострова Тайгонос удалены от фронта ОЧВП примерно на 100 км и интродуцируют комплексы Удско-Мургальской дуги, включающие апт-альбские вулканиты [Некрасов, 1976; Sokolov et al., 2009^b]. Вопрос о временной границе ОЧВП и УМВП обсуждается в разделе 3.5.2.

2.7. Структурно-геологическая характеристика ОЧВП

2.7.1. Обзор факторов, определяющих характер залегания вулканогенных толщ

Особенности залегания стратифицированных толщ ОЧВП, как и любой древней континентальной вулканической провинции, можно связать с влиянием четырех факторов:

- (1) с накоплением вулканитов в условиях расчлененного палеорельефа,
- (2) с компенсационным погружением при истощении коровых магматических очагов,
- (3) с механическим воздействием формирующихся интрузивных тел,
- (4) с проявлениями внешних тектонических напряжений.

1. *Фактор палеорельефа* в большей мере проявил себя при формировании толщ среднего и основного состава. Вероятно, это связано с тем, что базальты и андезиты в подобных провинциях обычно слагают стратовулканы – постройки центрального типа с углами склона, достигающими 35-37°. Тела вулканических пород, будь то пирокластические образования или лавовые потоки, в той или иной мере отражают морфологию подстилающего их субстрата. Крупные конусы, сложенные лавами и туфами в различных объемных пропорциях, осложняются моногенными шлаковыми, лавовыми и экструзивными постройками. Подобную обстановку можно наблюдать в большинстве современных вулканических областей, связанных с конвергентными границами литосферных плит (рис. 2-25). Комбинация различных по размерам, взаимному расположению и продолжительности формирования вулканических аппаратов способна создать сложную структурную картину, с трудом поддающуюся расшифровке в древних провинциях, где современный рельеф значительно отличается от изначального и не подчеркивает форму отдельных построек. Тем не менее, в толщах средних-основных вулканитов ОЧВП (и в "нижних андезитах", и в андезитовых стратонах, чередующихся с кремнекислыми толщами) нередко удается реконструировать реликты отдельных стратовулканов и их групп [Филатова, 1988]. В большинстве случаев положение центров извержений можно определить, анализируя данные замеров залегания геологических



Рис. 2-25. Андезитовые вулканические постройки в национальном парке Тонгариро, Северный остров Новой Зеландии (источник: www.newzealandphoto.info).

тел (рис. 2-26), в первую очередь лавовых потоков. В качестве дополнительного критерия используется информация о фациальной изменчивости пирокластических образований (в пределах единого туфового покрова размер обломков увеличивается с приближением к центру извержений).

В преимущественно кремнекислых вулканогенных толщах ОЧВП следы глубоко расчлененного палеорельефа встречаются реже, чем в толщах среднего и основного состава. Это проявляется не только в относительно пологом наклоне наблюдаемых палеоповерхностей (рис. 2-14в, г), но и в более мелком среднем размере обломков в прослоях вулканомиктовых осадочных пород [Тихомиров, 1998]. В кремнекислых толщах такие прослои обычно сложены туфопесчаниками. Исключение составляют фланговые части некоторых кальдерных просянок, которые являются предметом обсуждения в следующем параграфе текста. В целом ареалы активного кремнекислого вулканизма, вероятно, представляли собой сравнительно ровные приподнятые плато [Герман, 1999]. Можно предположить, что при частых извержениях пелейского типа неровности рельефа быстро "залечиваются" материалом пирокластических потоков.

2. Под *компенсационным погружением* понимают опускание кровли малоглубинных магматических камер при их разгрузке. Следы этого процесса выявлены в различных вулканических областях, но наиболее обильны в провинциях кремнекислого вулканизма. Описанию морфологии и генетических особенностей компенсационных просянок посвящено

а



б



Рис. 2-26. Структурные элементы стратовулканов ОЧВП на космических снимках. а – реликты стратовулкана с периклинальным залеганием лавовых потоков. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкерева; б – "складка" горизонта риолитовых туфов, образовавшаяся при прилегании пирокластических пород к двум андезитовым коническим постройкам. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Малый Аной.

множество работ [напр., Williams, 1941; Федоров, 1965; Тихомиров, 1975; Бахтеев, 1987; Lipman, 2000; Cole et al., 2005]. Важная роль подобных образований в общем структурном ансамбле ОЧВП подчеркивалась многими исследователями [Белый, 1958, 1977; Белый,

Гельман, 1968; Сперанская, 1968; Еремин, Ярмолюк, 1969; Кобылянский, Ичетовкин, 1970; Ярмолюк, 1973; Филатова, 1988]. Из всех структур этого рода морфологически наиболее выражены и чаще прочих упоминаются в литературе *кальдеры* (рис. 2-27) - субизометричные структуры диаметром от сотен метров до десятков километров. Попытки классификации кальдер по различным признакам предпринимались с середины прошлого века [Williams, 1941; Williams, McBirney, 1979; Lipman, 1995, 2000], в том числе в работах, посвященных структурам ОЧВП [Ярмолюк, 1973; Белый, 1977; Умитбаев, 1986, и другие). Необходимо отметить разночтения терминов, используемых в этой области разными авторами. Например, В.Ф.Белый [1977] противопоставляет кальдерам и кальдерным комплексам "вулканоструктуры оседания", характеризуя их как "линзовидные тела с плоской, иногда слабоогнутой кровлей", с выраженным центриклинальным залеганием стратифицированных толщ у краев (от 5-10° до 30-40°) и субгоризонтальным - во внутренних частях. Этот структурный тип вполне соответствует кальдерам типа "downsag" (просадка) в классификации, принятой в западном научном сообществе [Lipman, 2000; Cole et al., 2005]. Более того, в описаниях типов вулканоструктур, предложенных В.Ф. Белым, не указаны принципиальные морфологические различия между "вулканоструктурами оседания" и кальдерами: те и другие имеют сходные размеры и могут быть ограничены дуговыми и кольцевыми разломами. К кальдерам, в широком смысле этого понятия, можно отнести и субизометричные "вулканические грабены", выделенные Р.Б. Умитбаевым [1969]. В ряде публикаций также используется термин "вулканоструктура обрушения", иногда как синоним понятия "кальдера", а иногда как более крупный таксон, объединяющий кальдеры и "вулканические грабены" [Ярмолюк, 1973].

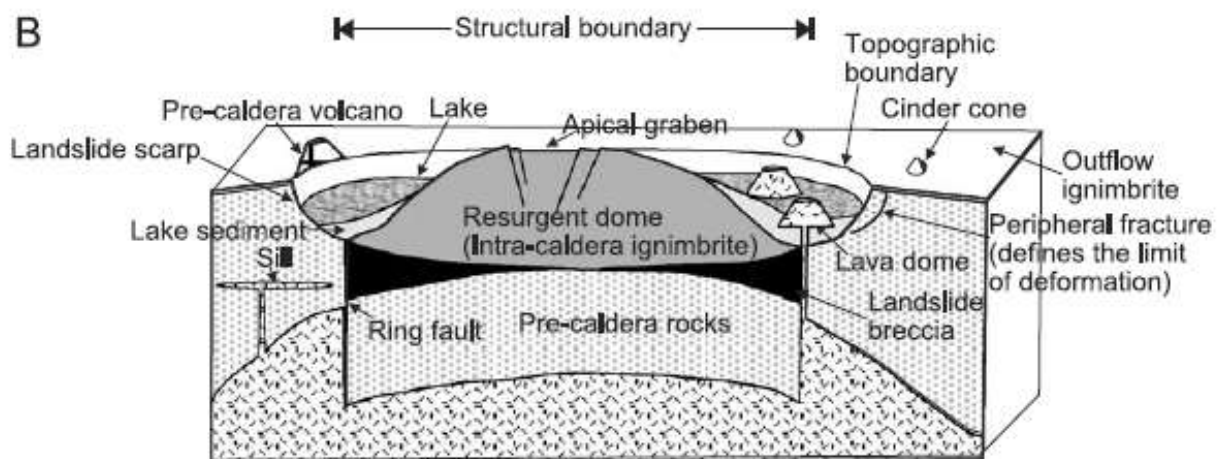
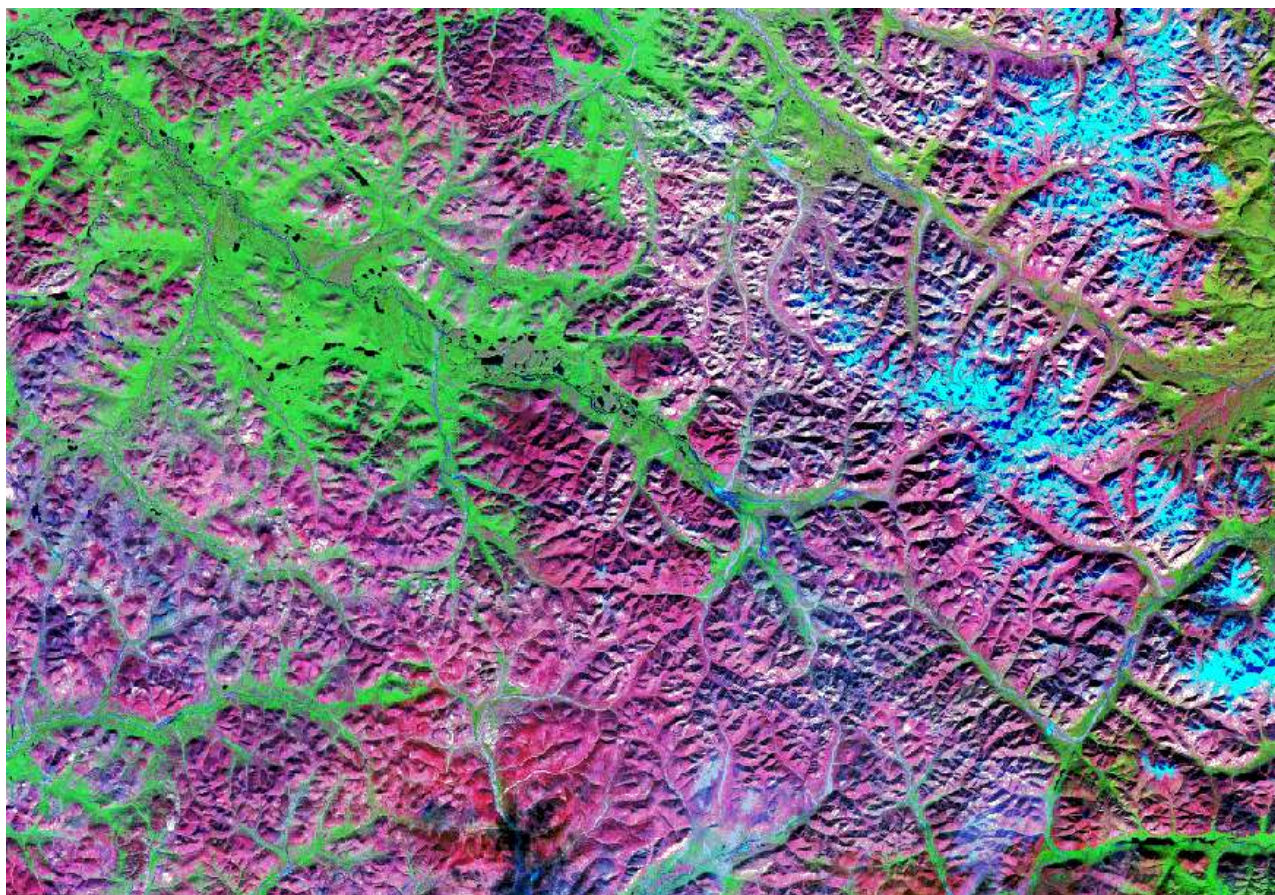


Рис. 2-27. Кальдера и ее главные структурные элементы [Cole et al., 2005].

Под проявлениями кальдерной тектоники подразумеваются деформации, связанные с динамикой кровли относительно малоглубинных (обычно от 1 до 10 км) магматических камер.

Движения блоков в этих случаях являются следствием разгрузки магматической камеры (кальдерное обрушение) или внедрения новых порций магмы (образование резургентных поднятий). Наиболее распространенным внешним выражением кальдерной тектоники являются кольцевые магматогенные структуры, дешифрируемые на материалах аэро- и космической фотосъемки (рис. 2-28).



— 10 км

Рис. 2-28. Фрагмент космического снимка LANDSAT на северную часть Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. Дешифрируются множественные дуговые разрывные нарушения, в том числе трассируемые долинами современных водотоков.

Из всех предлагавшихся когда-либо вариантов классификации кальдер наиболее удачными представляются версии, опубликованные ведущими международными научными изданиями в течение последних 10-12 лет [Lipman, 2000; Cole et al., 2005]. Преимущества нового подхода связаны с обобщением опыта прежних попыток классификации и с накоплением нового фактического материала, включающего результаты детальных исследований кальдерных комплексов с различным уровнем эрозионного среза [Branney, Kokelaar, 1994; Lipman, 1995], геодезических исследований современных кальдер [Dvorak, Dzurisin, 1997] и аналогового моделирования [Komuro, 1987; Roche et al., 2000]. В дальнейшем в

тексте диссертации используется классификации [Cole et al., 2005]. По мнению авторов данной классификации, к классу кальдер относятся все субизометричные отрицательные вулканотектонические структуры компенсационной природы. Размеры известных кальдер в плане не превышают 80 км по длинной оси.

Несмотря на все позитивные стороны современного "западного" подхода к классификации кальдер, структурная характеристика Охотско-Чукотского пояса предполагает использование понятия, не столь часто встречающегося в современных англоязычных публикациях, но весьма популярного в отечественной литературе. Речь идет о *вулканотектонических депрессиях* – крупных отрицательных структурах, являющихся компенсационными просадками более высокого порядка по отношению к кальдерам. Структуры такого рода упоминаются как "*major volcano-tectonic depressions*" в классическом труде, по сути, представляющем первую классификацию компенсационных вулканоструктур [Williams, 1941]. Однако со временем в международных публикациях термин "вулканотектоническая депрессия" стал часто использоваться для обозначения кальдероподобных структур, иногда – как полный синоним термина "кальдера" [например, de Silva et al., 2006; Pankhurst et al., 1998]. Возможно, имеющее место смешение понятий отчасти связано со сравнительно небольшими размерами наиболее изученных провинций кремнекислого вулканизма – таких, как зона Таупо [Charlier et al., 2004], разрозненные вулканические поля провинции Бассейнов и Хребтов [Farmer et al., 2008], или провинция Альтиплано-Пуна пояса Анд [de Silva et al., 2006]. Эти вулканические ареалы не нуждаются в разграничении структур, значительно превосходящих размерами отдельные кальдерные просадки. Но в отечественных публикациях, посвященных описанию строения таких крупных провинций, как ОЧВП или палеозойские вулканические пояса Казахстана, вулканотектонические депрессии упоминаются именно как структуры, значительно превосходящие размерами кальдеры и подобные им образования. В.Ф. Белый [1977] использовал термин "депрессия" для обозначения компенсационных структур диаметром свыше 20 км, и термин "просадка" – для структур диаметром до 20 км. В терминологии, предложенной М.К. Бахтеевым [1987], изометричные отрицательные вулканотектонические структуры размером 100-200 км именуются "вулcano-тектоническими впадинами", а термин "вулcano-плутоническая депрессия" используется для обозначения овальных и изометричных структур размером 20-80 км. В монографии Н.И. Филатовой [1988] структуры размерами от 50 до 200 км, дешифрируемые на космических снимках, именуются "кольцевыми мегасистемами", и высказывается предположение об их формировании в связи с разгрузкой относительно глубинных коровых очагов. Существование подобных магматических камер подтверждено геофизическими методами для современных вулканических ареалов. Например, под

южноамериканской провинцией Альтиплано-Пуна на глубине около 20 км выявлена область, по размерам и форме сопоставимая со всей указанной провинцией и интерпретируемая как магматическая камера в состоянии кристаллизации [de Silva, Gosnold, 2007]. Подъем материала из этой камеры к поверхности, пусть даже через серию промежуточных очагов, должен вызвать слабо выраженное компенсационное погружение. К следам подобного погружения можно отнести, в частности, пологие (1-3°, до 5°) моноклинали у границ крупных вулканических полей (рис. 2-29). Некоторые из структур такого рода отмечены на схеме В.Ф. Белого [1977] как "вулканотектонические прогибы" (рис. 2-30). Данная схема, хотя и основана на устаревших представлениях о районировании ОЧВП (см. раздел 1.4) и использует ряд "неофициальных" терминов, до настоящего времени остается единственной попыткой отображения главных структурных элементов в масштабе всего Охотско-Чукотского пояса.

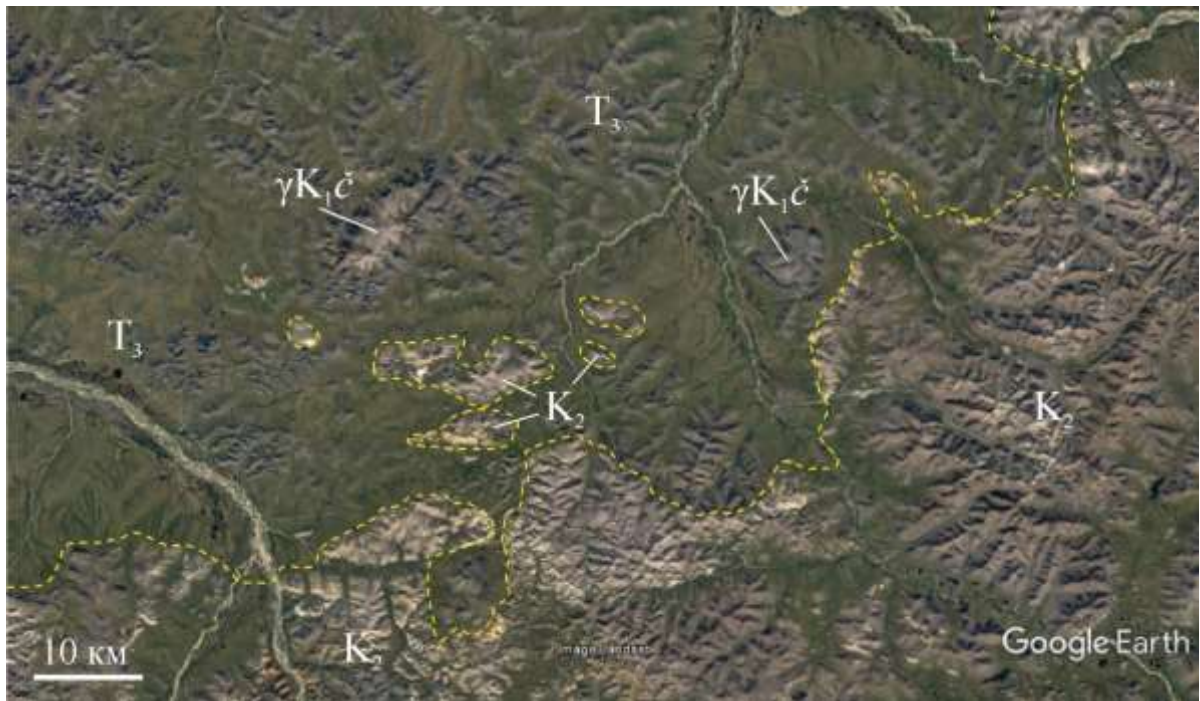


Рис. 2-29. Северо-западная краевая часть Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП на космическом фотоснимке. Подошва комплексов ОЧВП выделена желтым пунктиром. Пластовые фигуры в общем случае указывают на пологое падение вулканогенных покровов в юго-восточных румбах. В образованиях фундамента показаны массивы гранитоидов чаунского комплекса (γK_1c), окруженные ореолами контактового метаморфизма.

Между понятиями "кальдера" и "вулканотектоническая депрессия" трудно провести резкую границу. Сравнительно сложные, без резко выраженных разрывных ограничений структуры диаметром 20-40 км можно отнести и к тем, и к другим. Некоторые исследователи предлагали ввести дополнительный термин для обозначения структур с характеристиками, переходными между таковыми кальдер и вулканотектонических депрессий. Таковы, например, "вулканические котловины" В.В. Ярмолюка [1973], имеющие диаметр "от 20 км до 30-40 км и

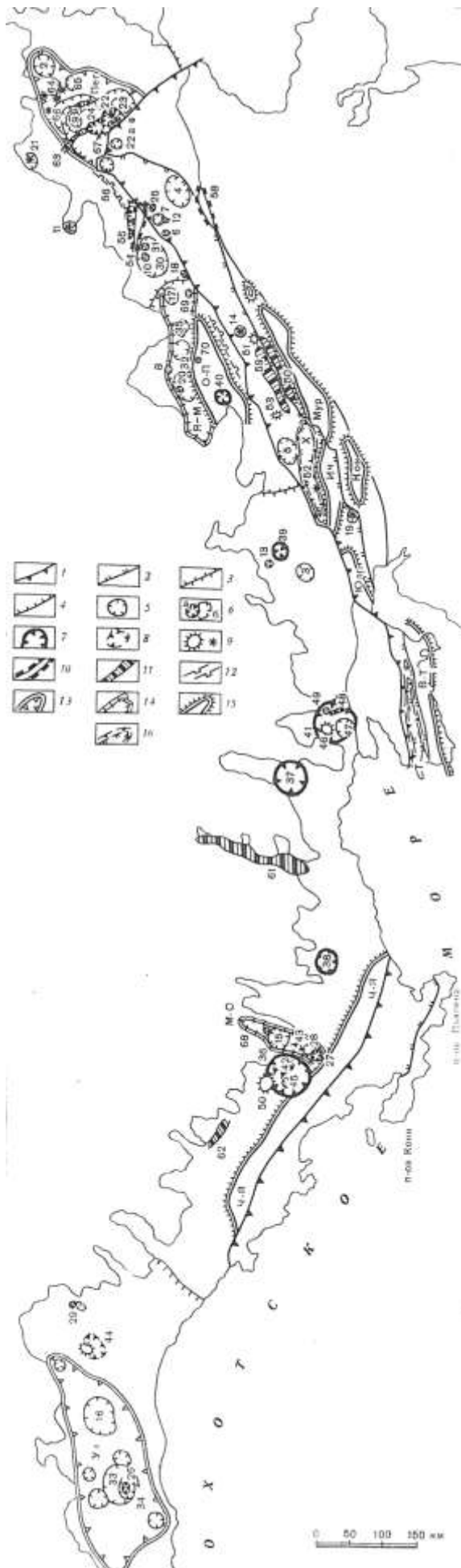


Рис. 2-30. Схема расположения главных структур ОЧВП [Белый, 1977].

1-4 – границы (1 – внешней и внутренней зон, 2 – унаследованной и новообразованной подзон, 3 – сегментов, 4 – фланговых зон); 5 – вулканоструктуры оседания, 6 – кальдеры (а) и внекальдерные депрессии (б); 7 – кольцевые интрузивно-эффузивные комплексы; 8 – прикупольные депрессии; 9 – купольные структуры; 10-12 – линейные структуры (10 – горсты, 11 – грабены, 12 – моноклинали); 13-16 – вулканотектонические структуры (13 – прогибы, 14 – ряды вулканоструктур, 15 – магмагенные поднятия, 16 – грабен-синклинали).

более". Эти структуры было предложено отличать от вулканотектонических депрессий, помимо меньших размеров, относительно простым общим строением. При всей целесообразности введения такого понятия, термин "вулканическая котловина" не получил широкого распространения. Возможно, сказалось нежелание научного большинства расширять и без того значительный терминологический список данного раздела геологии. В дальнейшем тексте диссертации термин "вулканотектоническая депрессия" принимается в трактовке [Williams, 1941] и соответствует крупным, порядка 80-200 км в поперечнике, отрицательным вулканоструктурам компенсационной природы, как правило, лишенным отчетливо выраженных разрывных ограничений. Подобные структуры нередко включают более мелкие и яснее выраженные просадки – кальдеры.

3. *Механическое воздействие интрузивных тел* проявилось, прежде всего, в формировании разнообразных поднятий. Многие интрузивы и связанные с ними структурные формы контролируются кальдерной тектоникой, будучи приуроченными либо к центральным частям кальдер (резургентные поднятия - Lipman, 1997), либо к разрывам на периферии просадок. Соответственно, размеры таких поднятий сопоставимы с размерами кальдер и обычно не превышают первых десятков километров.

В Охотско-Чукотском поясе существуют и более крупные поднятия (Оконайто-Пеледонское, Верхне-Танюерское и др.), в которых на поверхность выходят крупные гранитоидные плутоны. Эти "магматогенные поднятия" [Белый, 1977] в плане субизометричны или вытягиваются вдоль простирания ОЧВП, достигая в длину 150-200 км (рис. 2-2, 2-30). Толщи стратифицированных вулканитов здесь нередко деформированы внедряющейся гранитоидной магмой, и их залегание во многом определяется морфологией кровли интрузивов. Распределение крупных гранитоидных массивов и крупных полей вулканитов внутри ОЧВП (рис. 2-2, таблица 2-1) позволяет заключить, что крупные плутоны обнажаются в сравнительно глубоко эродированных тектонических блоках. Глубина среза, исходя из данных минеральной термобарометрии, достигает 4 км и, возможно, местами превышает это значение [Тихомиров, Лучицкая, 2006; Tikhomirov et al., 2009]. Представляется маловероятным, что поднятия с такой амплитудой являются следствием одного лишь механического воздействия магматических тел. Скорее, данная группа структур образовалась при значимом участии внешних тектонических сил. По мнению Н.И. Филатовой [1988], происхождение Оконайто-Пеледонского поднятия связано с компрессионным событием. Упомянуты даже чешуйчато-надвиговые структуры в междуречье Пеледон-Яблон [Филатова, 1988, стр. 181], однако на государственных геологических картах, включая их новые издания [Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012], надвиги в комплексах ОЧВП не показаны.

4. Следы *внешних тектонических воздействий* на формирующиеся (или уже сформированные) структуры ОЧВП встречаются сравнительно нечасто. В публикациях упоминаются складчато-надвиговые нарушения вулканогенных толщ Пенжинского и Анадырского сегментов. Во фронтальной части этих сегментов ОЧВП Н.И. Филатова [1988] описывает "Пареньско-Мургальскую зону чешуйчато-надвиговых дислокаций", в пределах которой образования УМВП и перекрывающие их предсенонские комплексы ОЧВП нарушены серией надвигов северо-западной вергентности. Углы наклона тектонических чешуй составляют от 20 до 60°. Отмечено присутствие зон динамометаморфизма и тектонического меланжа до 150 м шириной. Сходные выводы изложены в отчете о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50 000, проводившихся в бассейне рр. Тылхой, Хайоклан и Шайбовеем (Пенжинский сегмент ОЧВП) [Монтин, 1990ф], а также в статье [Монтин, 1992]. По данным С.А. Монтина, интенсивными деформациями с формированием пологонаклонных зон тектонического меланжа затронуты вулканические комплексы, включающие макковеемскую свиту коньяк-кампанского возраста. В то же время, на изданных геологических картах [Ковалева и др., 1987ф; Малышева и др., 2012] надвиги показаны только среди комплексов Удско-Мургальского пояса, либо не показаны вовсе. Возможно, возраст образований, затронутых компрессионными деформациями, требует уточнения.

Комплексы преддужья при Анадырском сегменте ОЧВП (кривореченская, крестовская, дуговская свиты) смяты в сравнительно пологие симметричные складки с углами наклона крыльев от 10° до 30° (рис. 2-17а), изредка – до 50-60°. Поскольку некоторые из стратонов ОЧВП – например, вапанайская свита [Варламова и др., 2004ф] – перекрывают указанные толщи с явным угловым несогласием, можно заключить, что складчатые структуры преддужья формировались до прекращения активности ОЧВП.

К структурам растяжения, синхронным с ОЧВП, можно отнести ряд грабенов и крупных флексур. Расположение некоторых наиболее крупных структур такого рода показано на схеме В.Ф. Белого [1977] (рис. 2-30). Грабены имеют протяженность до 150 км при ширине до 10-15 км. Некоторые из них ориентированы вдоль простирания ОЧВП, некоторые – поперек. К грабенам нередко приурочены толщи "верхних базальтов" [Филатова, 1987, 1988], хотя большей частью эти базальты формируют плато без четких тектонических ограничений. Часть сравнительно мелких грабенов (до 10-20 км длиной) ориентирована косо к простиранию вулканического пояса. Крупные флексуры протяженностью до 100-150 км встречаются реже, только в пределах Анадырского и Пенжинского сегментов. Их простирание всегда совпадает с простиранием ОЧВП. Угол падения смыкающего крыла обычно составляет от 10 до 15°, ширина смыкающего крыла – 20-30 км. На местности флексуры хорошо заметны благодаря устойчивому моноклинальному залеганию вулканогенных покровов (рис. 2-31), и на рис. 2-30

а



б

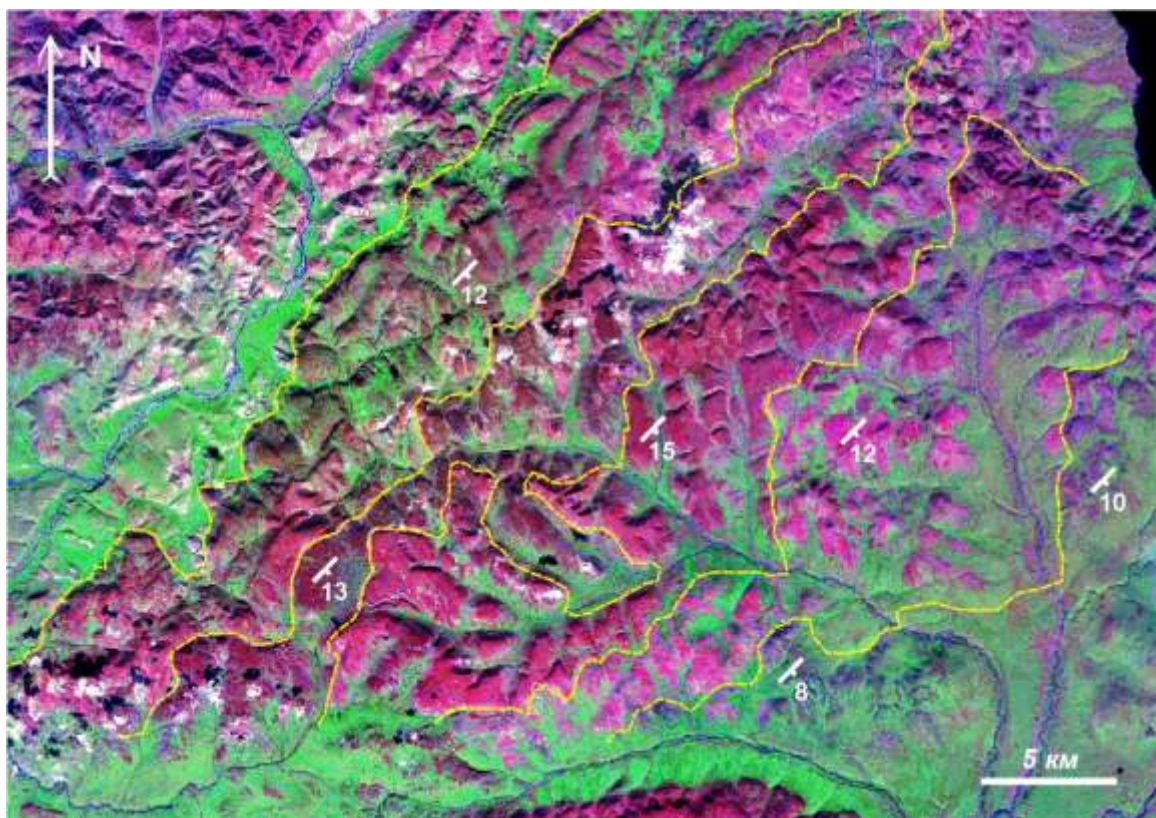


Рис. 2-31. Фрагмент Угаткынской флексуры (моноклинали): а – на местности, б – на космическом снимке. Желтым пунктиром выделены границы некоторых вулканогенных покровов. Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП.

они показаны именно как моноклинали. Подобные структуры распространены и детально изучены в вулканической провинции Западная Сьерра-Мадре, сходной с ОЧВП по ряду признаков (см. раздел 6.1.5). Здесь флексуры тесно ассоциируют со сбросами [Ferrari et al., 2007] и интерпретируются как проявления обстановки растяжения.

Если попытаться примерно оценить вклад четырех описанных в данном разделе факторов в формирование структурного облика ОЧВП, то на первом месте, без сомнения, идут процессы компенсационного погружения. Именно с ними связывается подавляющее большинство дуговых и кольцевых нарушений, густо усеивающих всю территорию Охотско-Чукотского пояса, особенно в ареалах кремнекислого вулканизма (рис. 2-28). Остальные три фактора имеют существенно меньшее значение, и их влияние на залегание вулканитов непостоянно как в пространстве, так и во времени. Особенности палеорельефа в большей мере сказались на залегании отдельных горизонтов в толщах среднего-основного состава в нижних и средних частях разреза ОЧВП (из-за широкого распространения стратовулканов). Следы внешних тектонических напряжений, если включить в их число блоки с относительно глубоким уровнем эрозии, встречаются практически на всем протяжении вулканического пояса, но наиболее явно выражены в комплексах преддужья. Проявления механического воздействия интрузивных тел локальны. В относительно слабо эродированных областях распространены лишь мелкие плутоны, как правило, контролируемые кальдерной тектоникой.

В структурных комплексах ОЧВП имеются следы и сжатия, и растяжения, приложенных в направлении, перпендикулярном простиранию вулканического пояса. Это может быть связано, например, с периодическим изменением отношения скорости сближения плит к скорости субдукции [Savage, 1983]. Судя по приуроченности части "верхних базальтов" к грабенообразным структурам [Филатова, 1987, 1988], на заключительной стадии развития ОЧВП (или вскоре после завершения активности данной геоструктуры) окраина континента подверглась растяжению. Расшифровка более древней истории ОЧВП затруднена из-за недостаточной доступности соответствующих структур и нехватки надежных данных о возрасте пород. В целом представляется маловероятным, чтобы во время формирования ОЧВП внешние тектонические деформации (сжатие либо растяжение) были особо интенсивными. Следы подобных деформаций обнаруживаются сравнительно редко. Некоторые исследователи (например, [Miller et al., 2002]) пришли к выводу о формировании ОЧВП в условиях нейтрального тектонического фона. Тем не менее, геофизические данные указывают на формирование ОЧВП в обстановке растяжения. По результатам анализа региональных гравиметрических данных [Петрищевский, 2007], ОЧВП соответствует поднятие границы нижней и верхней коры, типичное для рифтогенных окраинно-континентальных структур с обильными проявлениями магматизма.

2.7.2. Краткое описание главных структурных единиц ОЧВП

Морфологические особенности разнообразных структур Охотско-Чукотского пояса подробно описаны в ряде публикаций, включая несколько монографий [Ярмолюк, 1973; Белый, 1977; Котляр, 1986; Умитбаев, 1986; Филатова, 1988]. В последующем тексте автор старался по

возможности избегать повтора уже опубликованных данных и акцентировать внимание на материале, дополняющем общую характеристику структур ОЧВП.

Наиболее крупными структурными подразделениями Охотско-Чукотского пояса принято считать сегменты ("секторы"), хотя, как отмечено в разделе 2.2, они выделены не в результате анализа структур вулканического пояса, а на основе характеристик фундамента ОЧВП и петрохимических особенностей магматических пород [Белый, 1977, 1994; Котляр и др., 1981; Филатова, 1988]. Поскольку в отношении особенностей залегания геологических тел сегменты ОЧВП не обнаруживают принципиальных различий, то в качестве крупных структурных единиц целесообразно рассматривать *вулканотектонические депрессии* (вопросы трактовки данного термина обсуждаются в разделе 2.7.1). Вулканотектонические депрессии, в свою очередь, могут включать структуры более мелкого порядка, главными из которых являются *кальдеры* и *стратовулканы*.

Вулканотектонические депрессии. Почти повсеместно вблизи современных границ Охотско-Чукотского пояса стратификация вулканогенных толщ наклонена в сторону внутренних областей ОЧВП (рис. 2-29) независимо от того, преобладают в составе вулканитов кислые или средние-основные породы. Углы падения обычно не превышают 5-10°, и лишь в случаях, когда в краевой части вулканического пояса присутствуют кальдеры, вулканогенные покровы могут залегать круче, до 50-60°. Наиболее вероятной причиной формирования краевых моноклиналей ОЧВП является компенсационное погружение (см. раздел 2.7.1). На расстоянии в 10-30 километров от края вулканического пояса наклонное залегание покровов сменяется горизонтальным, либо теряется выдержанное направление падения от края вулканического пояса. Даже в тех случаях, когда смена наклонного залегания горизонтальным вполне очевидна, видимая ширина краевых моноклиналей дает лишь минимальную оценку ее истинной ширины, поскольку горизонтально залегающие покровы обычно представляют относительно молодые стратоны, которые могли сформироваться уже после главной фазы компенсационного погружения.

Края вулканотектонических депрессий трассируются дуговыми разрывами менее отчетливо, чем границы кальдер. При нехватке детальных геофизических данных, позволяющих оценить вариации общей мощности вулканитов, надежным признаком границы вулканотектонической депрессии внутри ОЧВП являются лишь крупные флексурные изгибы. Иногда такие структурные элементы выражены отчетливо, как, например, Угаткинская флексура (моноклираль) Центрально-Чукотского сегмента вулканического пояса, которая прослеживается примерно на 120 км вдоль простирания ОЧВП. Наклон вулканогенных покровов здесь составляет 10-15° (рис. 2-30, 2-31). Однако в большинстве случаев углы падения

краевых моноклиналей не превышают 5° . При имеющихся "фоновых" вариациях наклона стратификации, связанных с неровностями палеорельефа и проявлениями кальдерной тектоники, это делает края вулканотектонических депрессий внутри ОЧВП малозаметными. Дополнительную сложность создает частичное захоронение ранних просадок, связанное с многостадийностью компенсационного погружения. На схеме В.Ф. Белого (рис. 2-30) отмечены лишь две структуры, по своим параметрам соответствующие вулканотектоническим депрессиям (Пегтымельский и Ульинский прогибы). Н.И. Филатова [1988] выделяет внутри Центрально-Чукотского сегмента несколько "кольцевых мегасистем" диаметром 50-80 км, ограниченных дуговыми разрывами. Согласно критериям, сформулированным в предыдущем разделе, эти образования ближе к кальдерам, чем к вулканотектоническим депрессиям.

Отдельные вулканотектонические депрессии можно более или менее уверенно оконтурить в Охотском сегменте ОЧВП, где из-за сравнительно глубокой эрозии вулканические поля разбиты на фрагменты (рис. 2-2). Крупные (в десятки – первые сотни км в поперечнике) изолированные вулканические ареалы в первом приближении можно считать соответствующими вулканотектоническим депрессиям, несмотря на некоторые осложнения, связанные с разломной тектоникой. Простираение линейных прогибов обычно совпадает с простираем ОЧВП, но иногда резко отличается от такового – там, где вулканический пояс образует ответвления-"протуберанцы" (рис. 2-2; см. также раздел 2.2). Такое же разнообразие пространственной ориентировки отличает и крупные синвулканические батолиты (см. раздел 2.6), сопоставимые с вулканотектоническими депрессиями по размеру.

Минимальную глубину вулканотектонической депрессии можно оценить, исходя из параметров краевой моноклинали (ширина моноклинали и средний угол наклона покровов). Полученные значения обычно составляют от 1 до 4 км. Без сомнения, это весьма неточные оценки, однако они позволяют в первом приближении оценить общую мощность вулканитов на отдельных участках вулканического пояса.

Кальдеры, во всем их морфологическом разнообразии, являются наиболее распространенным типом структур ОЧВП. Обзорные работы, посвященные геологии кальдер [Lipman, 2000; Cole et al., 2005], предполагают подразделение этих структур по трем главным параметрам: (1) по преобладающему составу вулканитов и связанным с ним структурными особенностями ("базальтовые", "щелочные", "андезит-дацитовые" и "риолитовые"); (2) по кинематике погружения (рис. 2-32); (3) по глубине эрозии.

В монографии Н.И. Филатовой [1988] упоминается классификация кольцевых структур, среди которых выделяются вулканогенные, плутоногенные и вулcano-плутоногенные. Соотношение вулканогенных и плутонических пород внутри кальдеры во многом определяется уровнем эрозионного среза, однако дуговые разрывы могут формироваться и над

малоглубинными интрузивами, не связанными с вулканическими системами напрямую. Поскольку в этих случаях, как и при формировании кальдер, разрывы возникают в связи с динамикой приповерхностных магматических камер, такие надинтрузивные поднятия целесообразно рассматривать как частный случай кальдерной тектоники.

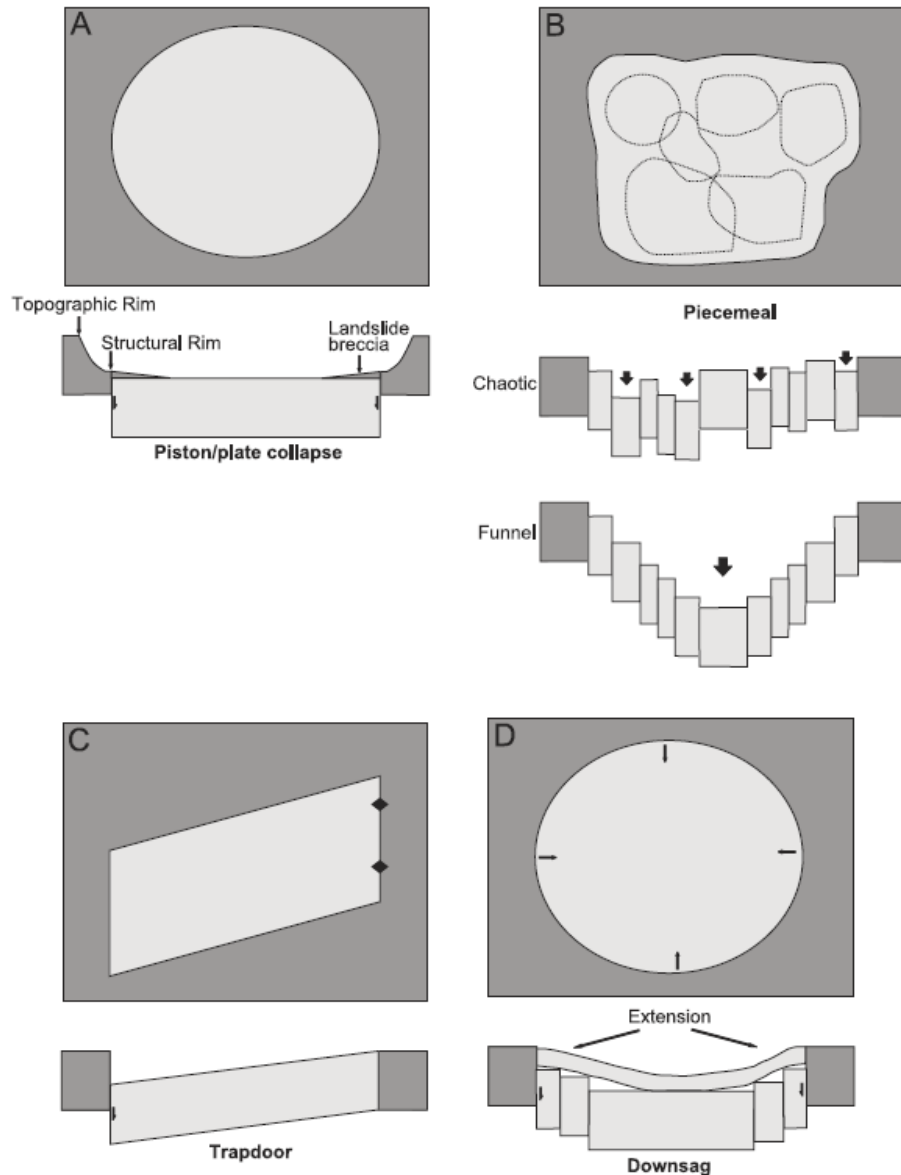


Рис. 2-32. Типы кальдер по кинематике формирования [Cole et al., 2005]. А – *piston collapse*, ("погружение поршня", простейший тип), В – *piecemeal* ("нарезанный пирог"), с частным случаем *funnel* ("воронка"), С – *trapdoor* ("ловушка-люк", одностороннее обрушение), D – *downsag* ("просадка").

В соответствии с *составом* вулканогенных комплексов, среди структур компенсационного погружения, распространенных в Охотско-Чукотском поясе, резко преобладают "риолитовые", реже встречаются "андезит-дацитовые" (формирующиеся при коллапсе стратовулканических построек), и практически отсутствуют кальдеры, сложенные базальтами и щелочными породами. Для выявления преобладающего *кинематического типа*

кальдеры ОЧВП пока остаются недостаточно изученными. Доступные факты указывают на присутствие в данной провинции всех типов кальдер, изображенных на рис. 2-32, без оснований считать какой-либо из них доминирующим. Наконец, *глубина эрозионного среза* вулканоструктур ОЧВП колеблется от слабой до умеренной (типы *caldera* и *cauldron*, по Cole et al., 2005]. Судя по площади выходов синвулканических гранитоидных плутонов, кальдеры Охотского сегмента эродированы глубже, чем подобные структуры прочих сегментов ОЧВП (рис. 2-2).

О пространственном распределении кальдер внутри ОЧВП можно судить по материалам дешифрирования космических фотоснимков и АФС (рис. 2-28, 2-33), поскольку именно с кальдерной тектоникой связывается формирование большинства дуговых и кольцевых разрывов, наблюдаемых в крупных вулканических областях. Ограничения данного метода связаны с широким распространением ненарушенных вулканогенных покровов (рис. 2-14в, г, 2-34), скрывающих края относительно древних вулканоструктур. Тем не менее, существующие схемы дешифрирования материалов аэро- и космической фотосъемки показывают относительно равномерное распределение дуговых и кольцевых разломов в пределах ОЧВП, с их ожидаемым сгущением в областях распространения существенно кремнекислых толщ (рис. 2-33). Диаметр кольцевых структур колеблется от первых километров до 100 км, превышая максимальные размеры кальдер, указанные в обзорных работах [Cole et al., 2005]. Это обстоятельство подтверждает предположение о существовании непрерывного ряда структур, объединяющего кальдеры и вулканотектонические депрессии.

К проявлениям кальдерной тектоники, которые можно выявить в ходе полевых работ, относятся структурные признаки вертикального смещения по дуговым и кольцевым разрывам, различия в литологии внекальдерных и внутрикальдерных образований, а также, в ряде случаев, наклон стратификации вулканитов от краев к центру кальдеры (рис. 2-35). Угол наклона стратифицированных толщ на флангах некоторых кальдер уменьшается вверх по разрезу, указывая на стадийность процесса компенсационного погружения (рис. 2-35б). Существуют и одноактно сформированные кальдеры, краевые части которых представляют собой моноклинали без сколь-либо заметных изменений литологии вулканитов от края структуры к ее внутренним частям. Иногда на периферии вулканоструктур сохраняются грубообломочные породы, образовавшиеся при разрушении крутых стенок кальдеры. Осадки внутрикальдерных озер, столь заметных в современных вулканических областях, в разрезах ОЧВП редко играют существенную роль, и обычно трудноотличимы от вулканомиктовых осадков, выполняющих прочие депрессии палеорельефа.

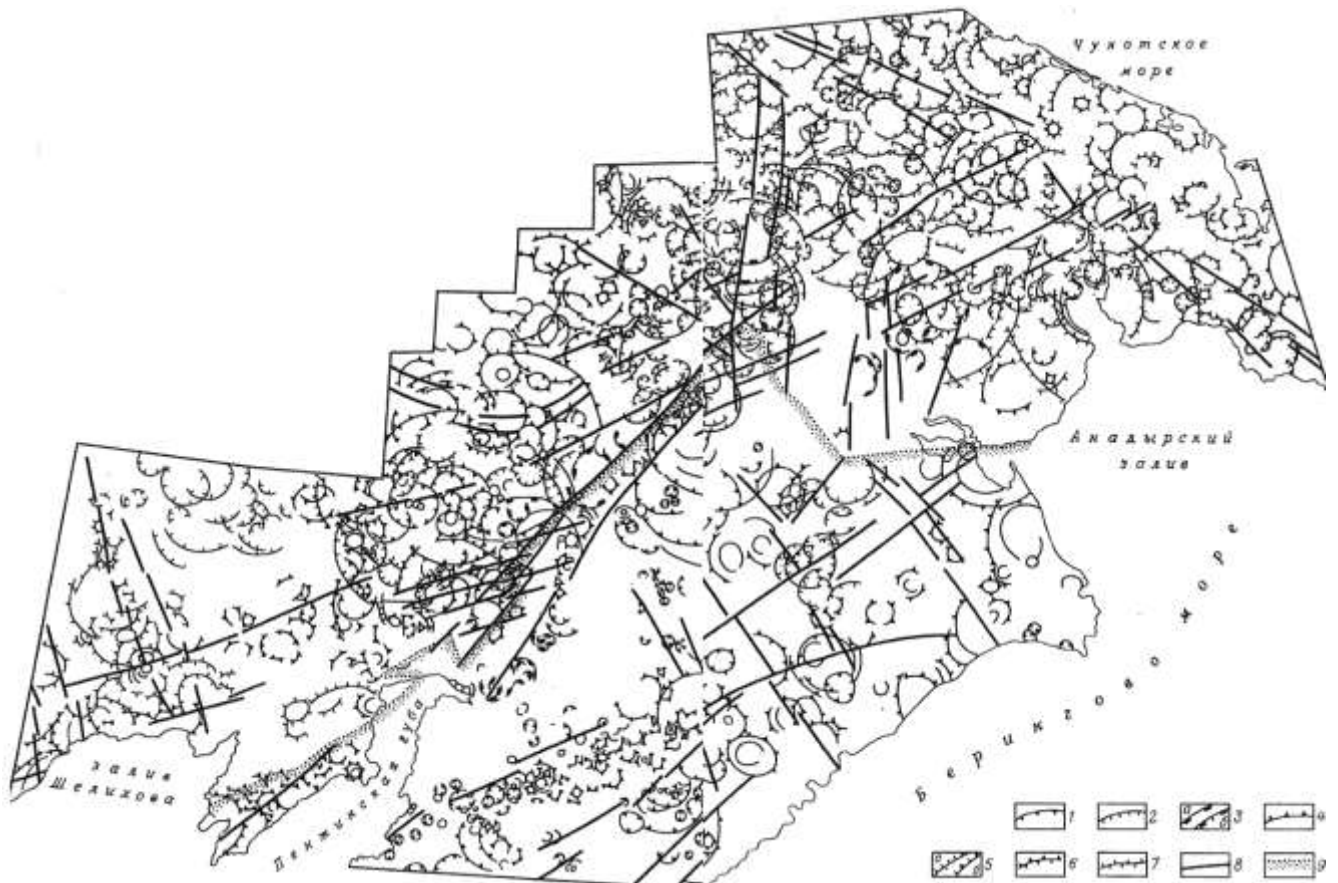


Рис. 2-33. Распределение позднемезозойских – раннекайнозойских кольцевых структур различных типов в северной части ОЧВП и Корякско-Камчатской складчатой области [Филатова, 1988].

1-3 – вулканогенные кольцевые структуры, связанные с магматизмом: 1 – известково-щелочным, 2 – риолитовым, 3 – щелочнобазальтовым (а – самостоятельные структуры, б – приуроченные к обновленным разломам более древних структур); 4-5 – плутоногенные кольцевые структуры, связанные с магматизмом: 4 – известково-щелочным, 5 – риолитовым (а), риолитовым или известково-щелочным (б); 6-7 – вулканоплутоногенные кольцевые структуры, связанные с магматизмом: 6 – известково-щелочным, 7 – риолитовым; 8 – главные магмоподводящие разломы; 9 – предполагаемая граница коры переходного типа.



Рис. 2-34. Субгоризонтальное залегание вулканогенных покровов, наиболее типичное для комплексов ОЧВП. Центрально-Чукотский сегмент, бассейн р. Пегтымель.

а



б



Рис. 2-35. Наклонное залегание вулканогенных покровов на фланге кальдеры Озерной (Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкеревы). а – вид на местности, б – космический снимок с вынесенными результатами маршрутных наблюдений.

Необходимо заметить, что признаки кальдерного обрушения выявляются далеко не при всех дешифрируемых дуговых разрывах. Многие дуговые разрывы не оказывают значимого влияния на залегание вулканитов, а амплитуда вертикального смещения по ним может не превысить первые десятки метров.

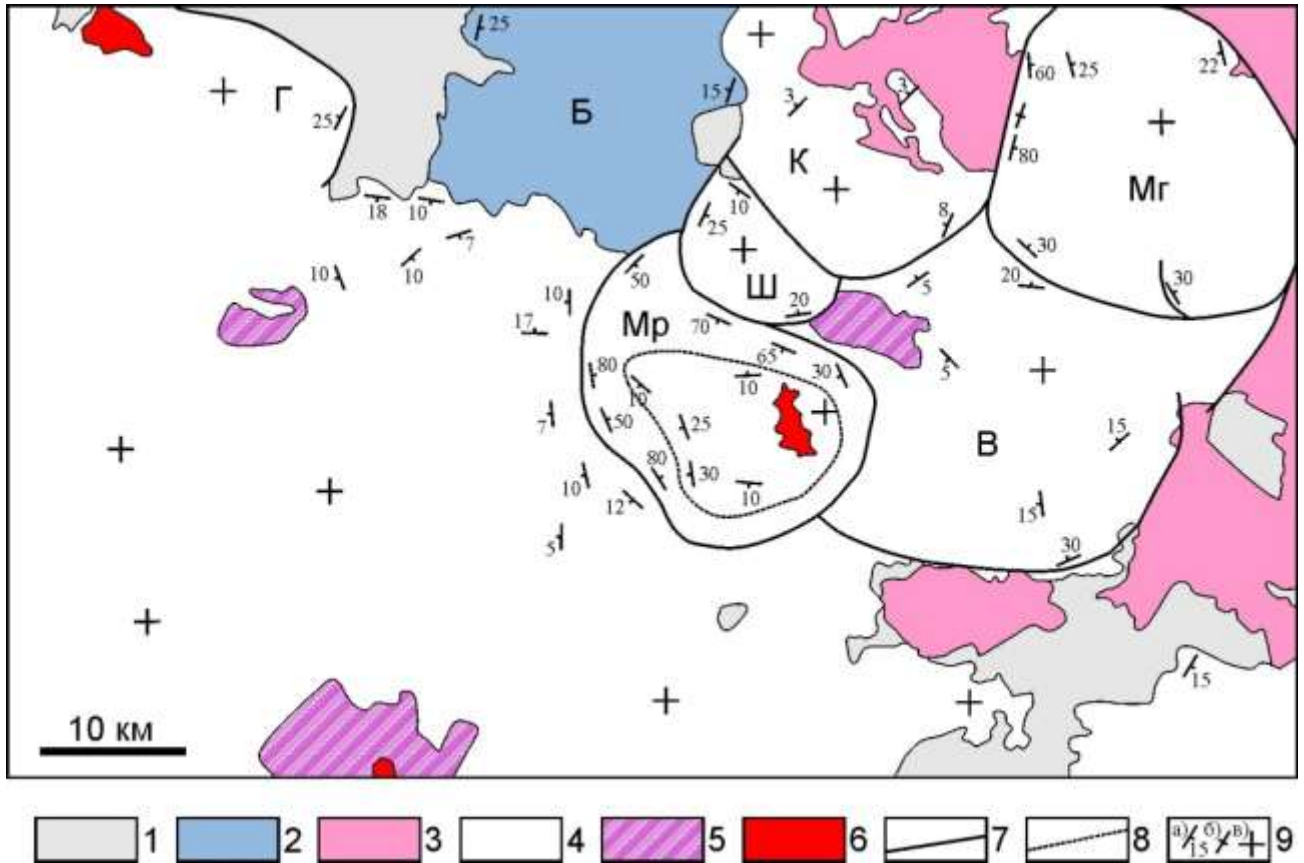


Рис. 2-36. Структурная схема Мраморного рудного узла, Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП. Составлена с использованием данных [Желтовский, 1980ф; Устинов и др., 1994ф], с изменениями.

1-3 – образования фундамента ОЧВП: 1 – терригенно-обломочные толщи триаса, 2 – риолитовые туфы и гранодиориты кальдеры Берложьей (титон-берриас), 3 – раннемеловые гранитоиды; 4-6 – породы ОЧВП: 4 – стратифицированные вулканиты, 5 – крупные субвулканические и экструзивные тела, 6 – позднемеловые гранитоиды; 7 – границы кальдер, выраженные разрывами с вертикальным смещением не менее 200 м и/или участками наклонного залегания вулканогенных покровов с углами падения не ниже 20°; 8 – граница купольного (резургентного?) поднятия внутри кальдеры Мраморной; 9 – залегание стратифицированных вулканогенных образований (а – наклонное, б – вертикальное, в – горизонтальное). Буквами обозначены кальдеры: Mr – Мраморная, Mg – Межгорная, Б – Берложья, В – Вульвыеемская, Ш – Широкинская, К – Каленмываамская, Г – Гайманенская.

Космический фотоснимок этой территории представлен на рис. 2-28.

Вулканоструктуры с явными следами компенсационного погружения, подтвержденными маршрутными наблюдениями, распределены в пространстве весьма неравномерно. Например, в восточной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, в бассейне истоков рр. Паляваам, Чаантальвэгыргын, Амгуэма и Бол. Осиновая, кальдеры с центриклинальным наклоном стратификации располагаются вплотную друг к другу, образуя кластер размером примерно 50 x

60 км (рис. 2-28, 2-36). Здесь же наблюдаются рекордные углы наклона вулканогенных покровов на флангах просянок, достигающие 90° при субгоризонтальном залегании во внутренних частях кальдер [Тихомиров, 1996^a]. На других участках вулканического пояса кальдеры с выраженным наклоном стратификации сравнительно редки, и располагаются поодиночке или небольшими группами. Учитывая относительно равномерное распределение дуговых и кольцевых разломов, дешифрируемых на материалах аэро- и космической съемки (рис. 2-33), можно предположить, что кальдерные кластеры, подобные описанному выше, распространены гораздо шире, но многие компенсационные просянки диагностируются с трудом из-за отсутствия выраженного центриклинального подворота вулканогенных покровов. К тому же краевые части кальдер нередко перекрываются четвертичными отложениями, поскольку разломы, ограничивающие кальдеры, часто трассируются долинами рек и ручьев.

Большинство кальдер Охотско-Чукотского пояса выполнено пирокластическими породами кислого состава (дацитами, риолитами и их субщелочными разностями), зачастую интенсивно спеченными – игнимбритами и спекшимися туфами. Доля лав и экструзивных образований сравнительно невелика и варьирует от почти нулевой до 5-10%, изредка до 30% видимого разреза кальдер [Устинов, 1994ф]. Игнимбриты и спекшиеся туфы традиционно рассматриваются в качестве продуктов извержений пелейского типа. С кальдерами связаны наибольшие задокументированные объемы одноактно изверженных пирокластических пород, как для исторического периода (например, извержение вулкана Тоба в 180 г. н.э.), так и для областей древнего вулканизма. Рекордная энергия подобных извержений складывается из энергии гидростатического напора магмы, энергии дегазации и гравитационной энергии, освобождающейся при погружении кровли очага.

Пирокластические породы с теми же текстурными элементами, но слабее спеченные, могут также образоваться при извержениях плинианского типа [Sparks et al., 1973]. Элементарные геологические тела, сложенные игнимбритами – пирокластические потоки. В некоторых случаях отдельные потоки диагностируются в разрезах ОЧВП без особого труда (рис. 2-14в, г), но нередко петрографическое сходство разных потоков затрудняет их выделение. Мощность индивидуальных потоков варьирует от первых метров до десятков и даже первых сотен метров. Протяженность пирокластических потоков в древних, частично эродированных вулканогенных толщах оценить сложно. Согласно наблюдениям в современных вулканических областях, длина игнимбритовых потоков может достигать 200 км, а мощность – 200 м [Bryant, 1991; Wolfe, 1992]. В Охотско-Чукотском поясе, как и в других крупных провинциях существенно кремнекислого вулканизма [Бахтеев, 1987; Pankhurst et al., 1998; Bryan et al., 2002; Ferrari et al., 2002], группы потоков со сходными петрографическими характеристиками нередко объединяются в крупные покровы площадью в тысячи км² при

видимой мощности, иногда превышающей километр. За пределами кальдер (а при сравнительно небольших объемах – также и внутри кальдер) такие покровы обычно имеют отчетливую стратификацию (рис. 2-14в, г; 2-33). Формирование некоторых кальдер ОЧВП сопровождалось столь значительными объемами изверженного пирокластического материала и столь интенсивным его спеканием, что в итоге образовались весьма однородные, практически лишенные стратификации толщи (рис. 2-14а, б; 2-23), видимая мощность которых превышает 1 км, а объем составляет сотни и тысячи км³. Подобные вулканоструктуры нередко картировались как крупные субвулканические тела (см. раздел 2-5). Тем не менее, в разрезах кальдер вполне обычны и маломощные (до 10-20 м) горизонты мелкообломочных туфов, лишенных следов спекания. Эти туфы в равной мере могут быть продуктами сравнительно слабых извержений из центров, расположенных внутри кальдеры или в непосредственной близости от нее, либо мощных, но относительно отдаленных извержений пелейского и плинианского типов.

Амплитуда компенсационного погружения для кальдер ОЧВП из-за недостатка детальных данных оценивается лишь приблизительно. Исходя из значений видимой ширины и угла падения моноклиналей на краях некоторых просядок (рис. 2-36), можно установить, что в некоторых случаях глубина погружения превышает 2 км. В обзорной работе [Cole et al., 2005] отмечено, что для кальдер, выполненных кремнекислыми вулканитами, глубина компенсационного погружения *в большинстве случаев превышает 1 км*. В прочих вулканических провинциях обычными являются значения амплитуды погружения в 1.5-2 км [Федоров и др., 1996; Короновский, 1976]. Для некоторых кальдер, изученных с гораздо большей детальностью, чем аналогичные структуры ОЧВП, приводятся оценки в 4 и даже в 5 км [John, 1995; de Silva, Gosnold, 2007].

Идентификация описанных в литературе синхронных внутрикальдерных и внекальдерных фаций [Best, Christiansen, 2001] в пределах Охотско-Чукотского пояса, как правило, оказывается затруднительной. Сложность корреляции разрезов связана с тем, что за пределами кальдеры мощность вулканогенных покровов, средний размер обломков в пирокластических породах и степень спекания витрокластов резко сокращаются [Best, Christiansen, 2001; Cole et al., 2005]. Из-за различий в мощности геологических тел эрозией преимущественно уничтожается разрез внекальдерных образований. Соответственно, корреляция разрезов внутрикальдерных и внекальдерных образований может быть затруднительной.

На участках с обильными проявлениями кальдерной тектоники (рис. 2-36) изучение стратиграфии вулканитов представляет собой сложную задачу. Согласно результатам картирования масштаба 1:50000 и специальных исследований [Котляр, 1986; Устинов и др.,

1994ф; Тихомиров, 1995, 1996^{а,б}], разрезы даже смежных кальдер могут различаться настолько, что вовсе не удастся найти какие-либо литологические реперы, позволяющие сопоставить время их формирования. По существу, каждая из кальдер представляет собой как бы отдельную структурно-фациальную зону (рис. 2-37). Некоторые представления о последовательности формирования кальдер, находящихся в непосредственном контакте, можно получить, анализируя очертания просадок, ограниченных дугowymi разрывами: относительно поздние просадки нередко вовлекают в погружение соседние с ними участки старых кальдер, нарушая их изначально округлую форму (рис. 2-36). Сложности корреляции вулканогенных толщ, выполняющих разные кальдеры, были частично приняты во внимание при составлении

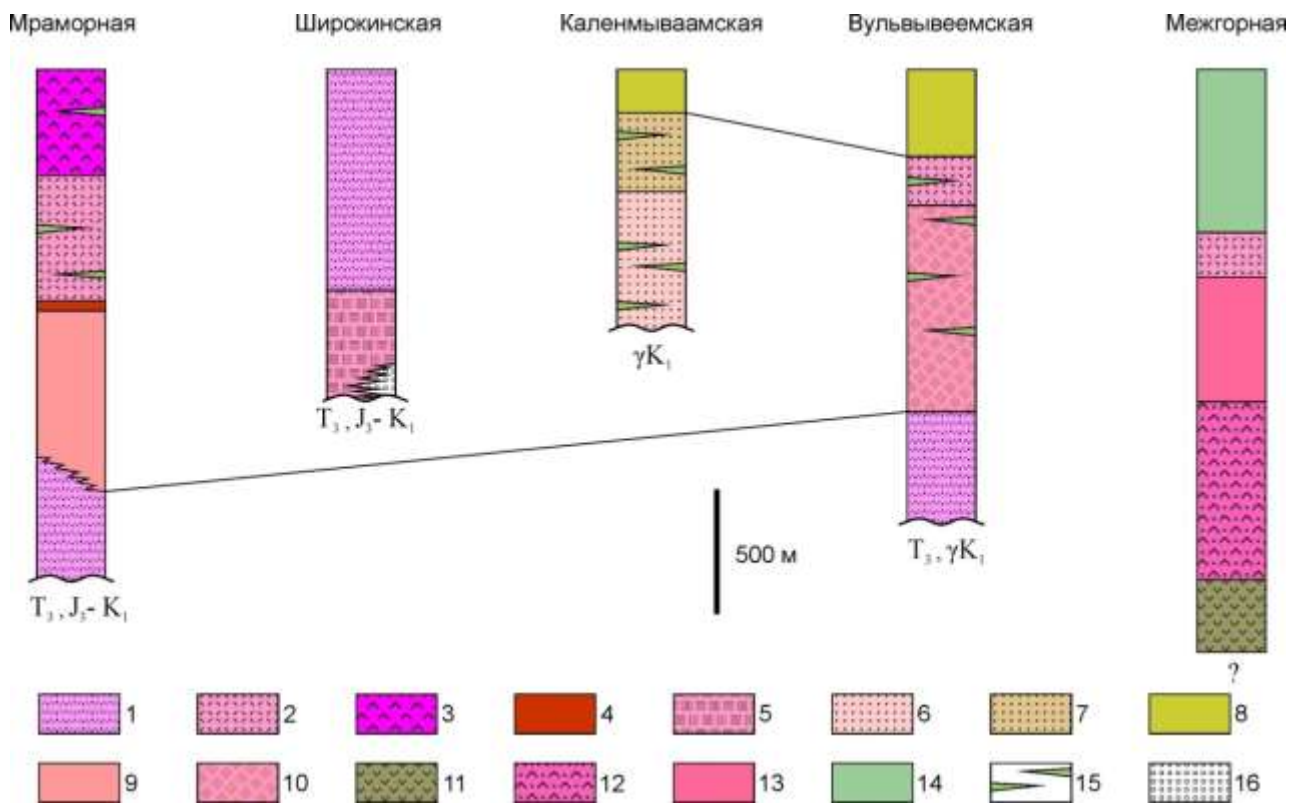


Рис. 2-37. Сводные разрезы вулканоструктур Мраморного рудного узла (Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП). Составлены с использованием данных [Устинов и др., 1994ф]. Схема расположения структур показана на рис. 2-36.

1 – однородные спекшиеся кристаллокластические туфы риолитов; 2 – чередование спекшихся туфов и игнимбритов риолитов и дацитов, преимущественно кристаллокластических; 3 – кристаллокластические туфы дацитов и трахидацитов с подчиненными по объему горизонтами туфов риолитов; 4 – темно-серые витроигнимбриты риодацитов; 5 – чередование лито- и кристаллокластических туфов дацитов и риолитов, редкие потоки андезитовых лав; 6 – слабо спеченные туфы риолитов, преимущественно витрокластические; 7 – чередование слабо спеченных риолитовых туфов и бурых витроигнимбритов трахидацитов; 8 – лавы мелкопорфировых трахириодацитов; 9 – лавы мелкопорфировых риолитов; 10 – чередование витро- и кристаллокластических туфов риолитов и дацитов различной степени спекания; 11 – лавы и псаммитовые кристаллокластические туфы трахиандезитов и трахидацитов; 12 – псефитовые кристаллокластические туфы дацитов и трахидацитов, с подчиненными по объему лавами того же состава; 13 – лавы трахидацитов и риодацитов, с подчиненными по объему туфами того же состава; 14 – лавы и агломератовые туфы андезитов и трахиандезитов; 15 – горизонты вулканомиктовых пород, преимущественно туфопесчаников; 16 – вулканомиктовые конглобрекции.

стратиграфических схем ОЧВП в их последней редакции [Решения..., 2009]. Данные схемы предполагают особый статус некоторых кальдер (Снежинской и Интекинской), характеризующихся "эндемичной" стратиграфией (см. рис. 3-11). По наблюдениям автора настоящей работы, специфический характер разреза является свойством гораздо большего количества компенсационных структур ОЧВП. Проблемы стратиграфии континентальных вулканогенных толщ подробнее обсуждаются в главе 3.

К разрывам, ограничивающим кальдеры, нередко приурочены субвулканические и жерловые тела. Распространенным осложнением кальдер являются также резургентные поднятия, связанные с внедрением гипабиссальных плутонов [Lipman, 2000; Cole et al., 2005]. Наклон вулканогенных покровов на флангах резургентных поднятий обычно пологий, не более 10° (рис. 2-36). Примечательно, что субвулканические и малоглубинные плутонические тела разных кальдер значительно различаются петрографическим обликом пород [Устинов и др., 1994ф], что указывает на индивидуальный характер эволюции магм в каждом из малоглубинных очагов, расположенных под кальдерами. Эта закономерность не распространяется на поздние дайки базальтов и долеритов (вероятные аналоги "верхних базальтов"), группирующиеся в пояса протяженностью до 100-200 километров. Эти дайки обычно не обнаруживают связи с отдельными вулканоструктурами. Вероятно, их внедрение контролируется более глубинными нарушениями, чем разломы, ограничивающие кальдеры.

Стратовулканы

Реликты крупных конических построек, многие из которых сопоставимы с кальдерами по размерам (5-30 км в диаметре) и по объему изверженного материала (сотни и тысячи км³), отмечены на всем протяжении Охотско-Чукотского пояса. В большинстве они пространственно связаны с выходами "нижних андезитов" [Филатова, 1988]. В целом стратовулканы ОЧВП принципиально не отличаются от подобных образований прочих вулканических областей, главным образом надсубдукционных [Best, Christiansen, 2001]. Лавы и пирокластические породы присутствуют в составе стратовулканов ОЧВП в сопоставимой пропорции. Менее распространены экструзивные и субвулканические образования. Меловые вулканические постройки в той или иной мере эродированы и слабо выражены в современном рельефе. Обычно они реконструируются по устойчивому наклону толщ стратифицированных вулканитов к периферии построек. Угол наклона варьирует в интервале $5-30^\circ$. Примеры реликтов конических построек "нижних андезитов" ОЧВП приведены на рис 2-25. Поблизости от кальдер или на краях вулканотектонических депрессий на залегание вулканогенных толщ среднего и основного состава, помимо форм палеорельефа, могут влиять процессы компенсационного погружения. В некоторых случаях очертания компенсационной просадки

совпадают с контурами стратовулкана, и тогда лавовые потоки приобретают наклон к центру постройки (рис. 2-38).



Рис. 2-38. Строение Микинской кольцевой вулканогенной структуры Пенжинского сегмента ОЧВП [Филатова, 1988]. 1-2 – фундамент ОЧВП: 1 – вулcano-терригенные отложения готерива, входящие в состав комплексов Удско-Мургальского пояса); 2 – терригенные отложения альба; 3-5 – образования ОЧВП: 3 – вулканиты среднего и основного состава (альб-сеноман), 4 – позднемеловые субвулканические образования среднего и основного состава, 5 – вулканические жерловины; 6 – периферические дуговые разломы Микинской структуры, 7 – прочие разрывные нарушения, 8 – элементы залегания геологических тел.

* * *

При всем многообразии процессов, так или иначе повлиявших на залегание вулканогенных толщ Охотско-Чукотского пояса, на большей части площади данной провинции залегание вулканитов остается субгоризонтальным, с углами падения геологических границ не выше 5° (рис. 2-14в, г, 2-15, 2-34). Местами, например, в Пегтымельском прогибе Центрально-Чукотского сегмента (рис. 2-30) вулканиты формируют пологие покровы, прослеживающиеся на многие десятки километров. Также незначительны вариации залегания потоков "верхних

базальтов" (рис. 2-15), вероятно, слагающих пологие щитовые постройки, а не стратовулканы с крутыми склонами.

2.8. ОЧВП в региональных геодинамических реконструкциях

В рамках фиксистской парадигмы ОЧВП рассматривался как типичный "краевой вулканоплутонический пояс" [Устиев, 1959, 1963; Белый, 1977, 1978]. С переходом большинства геологов на позиции плейт-тектоники представления о природе Охотско-Чукотского пояса вполне ожидаемо изменились. В настоящее время наиболее распространена точка зрения, согласно которой ОЧВП имеет надсубдукционную природу, являясь вулканической провинцией восточно-тихоокеанского (андийского) типа. В англоязычной литературе [Wilson, 1989; Best, Christiansen, 2001, и др.] таким структурам соответствует термин *continental arc* ("континентальная дуга"). В палеотектонических реконструкциях [Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 2001; Lawver et al., 2002; Shephard et al., 2013] ОЧВП, наследуя активную окраину Палеоокеана от Удско-Мургалского пояса, начинает новый цикл, связанный с субдукцией плиты Изагаги под континентальный блок, образованный после закрытия океана Анюй-Ангаючам.

2.8.1. События, предшествовавшие зарождению ОЧВП

В раннемеловую эпоху завершилось формирование единого континентального блока, включающего Сибирскую платформу и мезозойды Верхояно-Чукотской области. Существуют разные кинематические схемы движения литосферных блоков Арктики. Широко известна ротационная модель, согласно которой Чукотско-Аляскинский блок вплоть до поздней юры был частью Североамериканского кратона, а затем в течение титона и неокома отделился от него и столкнулся с окраиной Сибири. На месте закрывшегося Южно-Анюйского (Анюй-Ангаючамского) океанического бассейна сформировалась Южно-Анюйская сутурная зона [Rubin et al., 1995; Соколов и др., 2001, Sokolov et al., 2002; Nokleberg et al., 2001; Lawver et al., 2002; Grantz et al., 2011; Shephard et al., 2013]. Серия основанных на этой модели палеотектонических реконструкций, охватывающих период времени от начала юры (200 млн лет) до раннего эоцена (50 млн лет), представлена на рис. 2-39 [Shephard et al., 2013]. Альтернативные модели, появившиеся сравнительно недавно, предполагают движение Чукотского блока с северо-запада, вдоль современной Южно-Анюйской сутуры [Miller et al., 2006, 2008], либо отделение Чукотского блока от шельфа Сибирского континента и его смещение на юго-восток с формированием петлеобразной сутурной зоны [Kuzmichev, 2009]. Высказывались предположения о трансформной тектонической природе Южно-Анюйского бассейна и о существовании в позднем палеозое и раннем мезозое единого Сибирско-

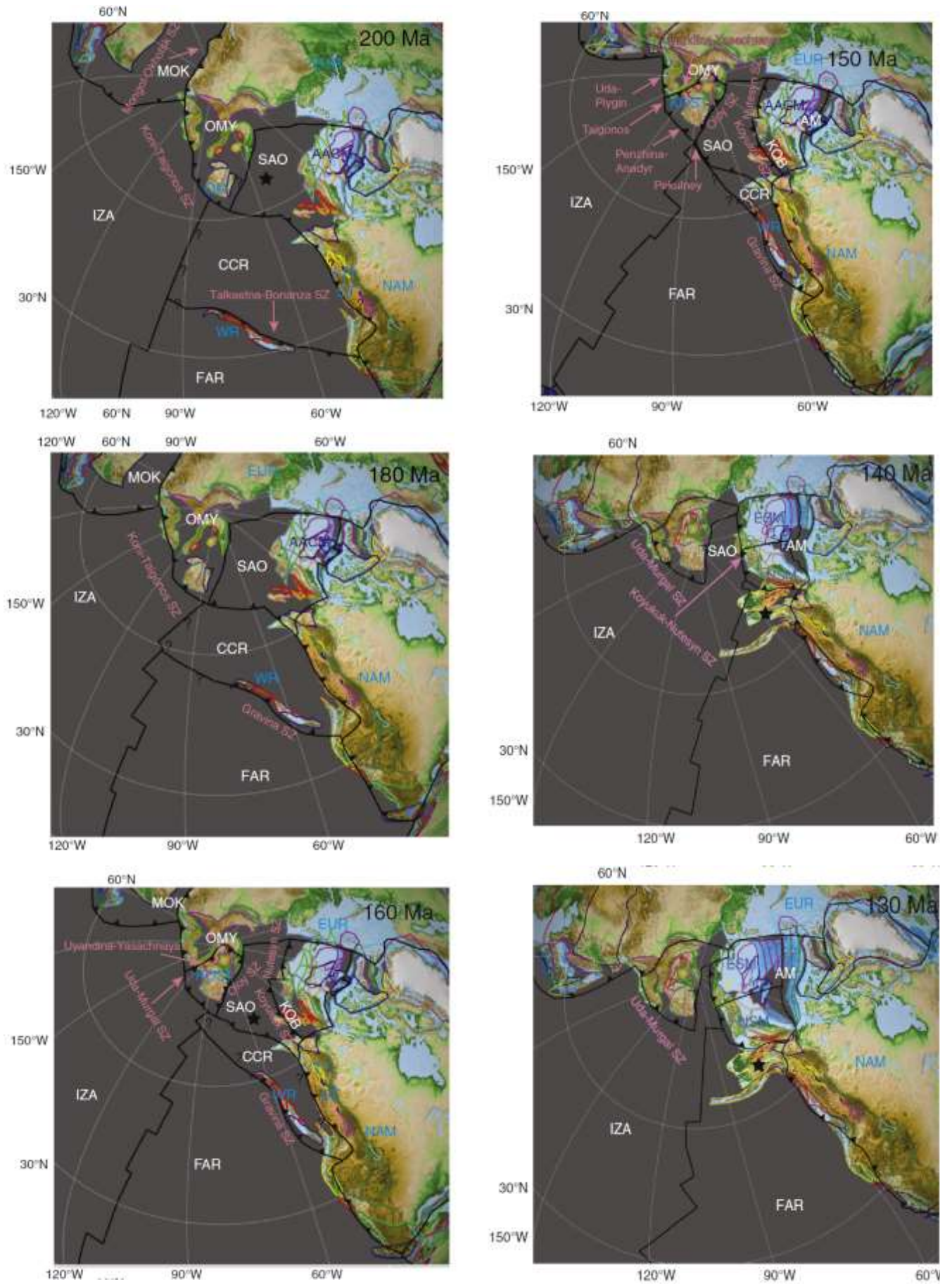


Рис. 2-39. Серия палеотектонических реконструкций для территории Северной Пацифики [Shephard et al., 2013]. Условные обозначения см. на следующей странице.

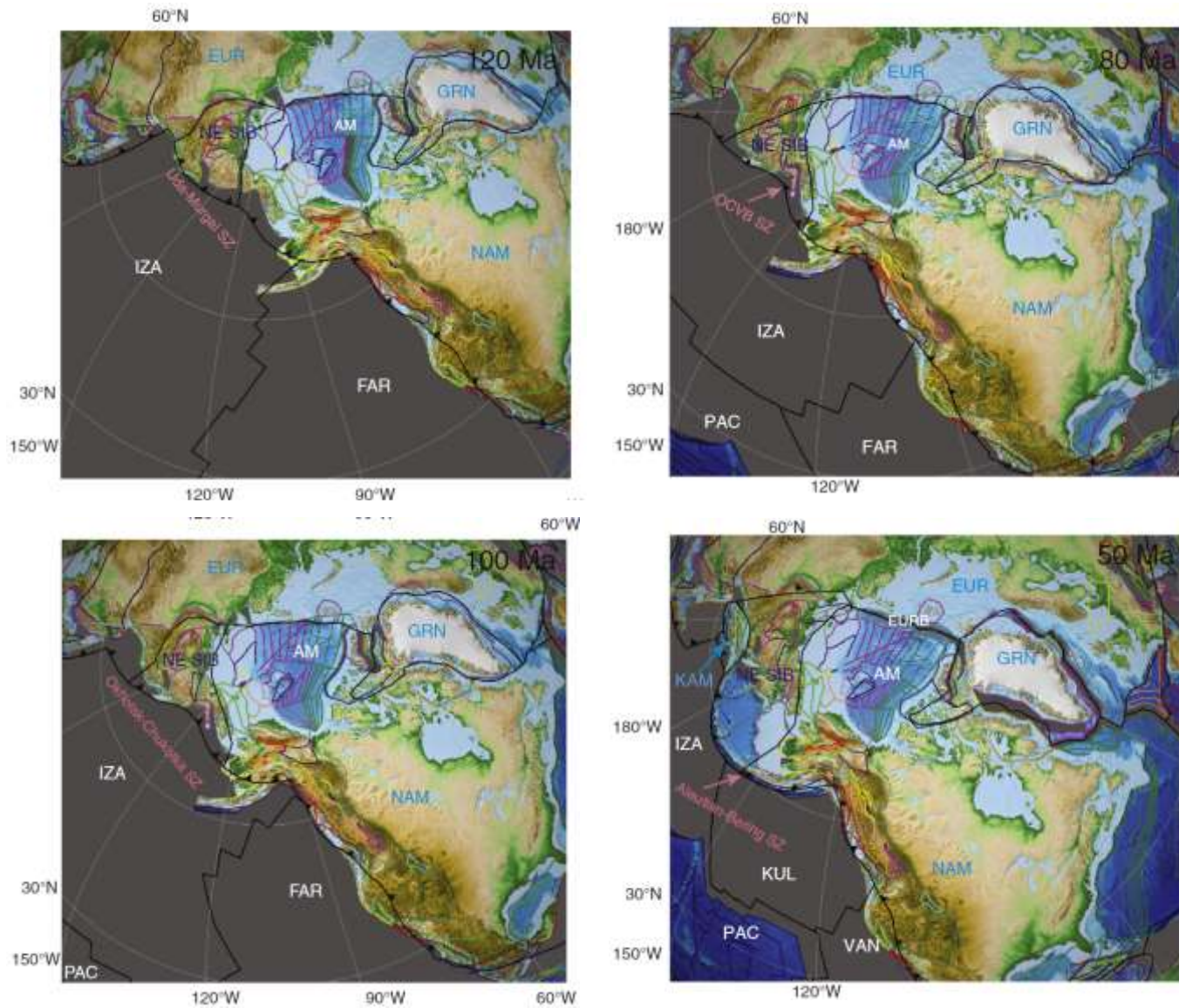


Рис. 2-39 (окончание). Серия палеотектонических реконструкций для территории Северной Пацифики [Sherpard et al., 2013]. Сокращения: белый шрифт – океанические литосферные плиты и бассейны с океанической корой (AM – Американо-Аляскинский, CCR – Кэш-Крик, FAR – Фараллон, IZA – Изанаги, КОБ – Кобук, KUL – Кула, МОК – Монголо-Охотский, ОМУ – Оймяконский, PAC – Тихоокеанская, SAO – Южно-Аляскинский, VAN – Ванкувер); голубой и синий шрифт – блоки континентальной коры (AACM – Чукотка – Арктическая Аляска, ESM – Восточно-Сибирская микроплита, EUR – Евразийский, GRN – Гренландия, КАМ – Камчатка, KOST – Колымо-Омолонский, NAM – Северо-Американский, NE SIB – Северо-Восточная Сибирь, NSM – микроплита Северного склона Аляски, ST – Стикиния, WR – Врангелия, YTT – Юкон-Танана). Лиловым шрифтом подписаны главные активные зоны субдукции (OCVB – Охотско-Чукотский пояс).

Арктического континента [Некрасов, 2010]. Некоторые исследователи отмечают отличия доальбской истории метаморфических комплексов Аляски и Восточной Чукотки от таковых Центральной и Западной Чукотки [Till, 2016]. Вместе с указанием на различную полярность субдукционных зон при южных окраинах Чукотки и Аляски (Чукотка – на север, Аляска – на юг), это используется как аргумент в пользу модели, предполагающей раздельное существование Чукотского и Аляскинского континентальных блоков, а также океанических

бассейнов Ангаючам и Южно-Аньюйского. Предполагается, что Чукотский и Аляскинский блоки соединились в аптское время, сформировав сутурную зону в районе современной Колючинской губы [Till, 2016].

Согласно принятым представлениям о тектонической истории региона (рис. 2-39), ОЧВП большей своей частью наследует субдукционную окраину, где в позднеюрско-раннемеловое время формировался Удско-Мургальский вулканический пояс. Поэтому не приходится говорить о заложении ОЧВП как принципиально новой магматической провинции. Скорее, начало формирования Охотско-Чукотского пояса явилось ответом на событие, лишь модифицировавшее уже существовавшую субдукционную тектоно-магматическую систему. Наиболее вероятно, что этим событием было закрытие Южно-Аньюйского океанического бассейна и объединение Чукотского (Чукотско-Аляскинского, Гиперборейского) микроконтинента с Евразией.

Субдукционная природа южной (в современных координатах) окраины Южно-Аньюйского океана обычно не подвергается сомнению, поскольку с ней связываются юрские магматические комплексы Алазейско-Олойской зоны. Вблизи северной границы океана, со стороны Чукотского блока, реликты позднеюрско-раннемеловых субдукционных магматических комплексов выражены менее явно [Варламова и др., 2004ф, Тихомиров и др., 2008; Tikhomirov et al., 2008]. Тем не менее, наличие этих реликтов указывает на то, что в течение поздней юры и неокома эта окраина Южно-Аньюйского океана тоже была активной [Nokleberg et al., 2001; Shephard et al., 2013]. Некоторые модели предполагают существование энсиматической островной дуги внутри океанического бассейна [Sokolov et al., 2009^a].

Вероятно, процесс коллизии Чукотского блока и Сибирского континента не был жестким, подобным столкновению Индийской и Евразийской плит в кайнозой. Вблизи Южно-Аньюйской зоны нет следов крупного коллизионного орогена – ни выведенных на поверхность высокометаморфизованных комплексов нижней коры, ни мощных толщ грубообломочных континентальных осадков. Наложенные позднеюрско-раннемеловые молассовые прогибы (Раучуанский, Умкувеемский и др. – рис. 2-1, 2-6) интерпретируются как синколлизионные [Miller, Verzhbitsky, 2009; Соколов, 2010], однако в составе осадков здесь преобладают песчаники, а конгломераты сравнительно редки. Если судить по возрасту "предвулканогенных моласс", то коллизионное взаимодействие Чукотского блока и Сибирского континента началось еще в поздней юре, в киммериджско-титонское время. Наиболее молодые отложения в составе складчатых комплексов Южно-Аньюйской сутуры датированы готеривом [Sokolov et al., 2002, 2009^a; Кузьмичев и др., 2006], а U-Pb возраст посткинematических гранитоидов Аньюйской зоны соответствует аптскому веку [Miller et al., 2009]. Соответственно, заключительная фаза коллизии приблизительно датируется барремским веком (130-125 млн лет).

В тылу южных сегментов УМВП в юрский период, предположительно, существовал еще один бассейн с океанической корой, Оймяконский (рис. 2-39). Наиболее значимым следом этого океана является Уяндино-Ясачненский магматический пояс (дуга), связываемый с субдукционной окраиной океанического бассейна [Парфенов, 1984]. Сравнительно недавно было доказано, что гранитоидные батолиты хребта Черского (Главный батолитовый пояс) формировались синхронно с вулканитами Уяндино-Ясачненской дуги [Акинин и др., 2009] и, вероятно, генетически связаны с той же субдукционной окраиной, а не с коллизионным событием, как предполагалось ранее [Parfenov, 1991; Layer et al., 2001]. Сутурная зона, которая маркировала бы след Оймяконского океана, не выявлена, и полярность субдукции остается предметом дискуссии. Стратифицированные вулканиты в составе Уяндинско-Ясачненской дуги датированы оксфордом-титоном [Акинин и др., 2009], поэтому Оймяконский океан, вероятно, прекратил существование до начала мелового периода, либо в самом его начале. В любом случае, это событие случилось до завершения формирования Удско-Мургадьского пояса, и маловероятно, чтобы оно оказало существенное влияние на процесс заложения ОЧВП.

Последнее деформационное событие, случившееся до начала вулканической активности ОЧВП на территории Западно-Корякской складчатой системы (рис. 2-1), датируется аптом – ранним альбом. Следом этого события является угловое несогласие между комплексами Удско-Мургадьского и Охотско-Чукотского поясов [Аксенов, Фирсова, 1987ф]. Предполагается, что данное несогласие является результатом аккреции тектонических блоков, в настоящее время слагающих западную часть Корякской складчатой системы [Соколов, 1992] и, возможно, гипотетических террейнов, скрытых под северной частью Охотского моря.

Пространственные взаимоотношения комплексов ОЧВП и его непосредственного предшественника – Удско-Мургадьского пояса меняются вдоль простираения данных геоструктур. В Западно-Охотском сегменте и в западной части Охотского сегмента ОЧВП (вплоть до района полуостровов Кони и Пьягина) вулканические ареалы данных провинций практически наложены друг на друга. УМВП здесь шириной превосходит Охотско-Чукотский пояс: позднеюрско-раннемеловые вулканиты вскрываются и в тылу, и в эрозионных окнах внутри, и перед фронтом ОЧВП (рис. 2-1, 2-3). У юго-западного окончания обоих вулканических поясов, в бассейне р. Уда, комплексы УМВП прослеживаются к западу примерно на 200 км дальше, чем вулканиты ОЧВП [Васькин и др., 2004ф]. От полуострова Тайгонос и далее на северо-восток картина существенно меняется. Здесь вулканические поля ОЧВП смещены в тыл Удско-Мургадьского пояса. Смятые в складки и нарушенные надвигами комплексы УМВП, выходящие на поверхность на полуострове Тайгонос, отделены от ближайших вулканических полей ОЧВП поднятием, сложенным кристаллическими породами докембрия (Авековский блок) и комплексами палеозоя [Корольков, 1992ф]. Ширина этого

поднятия составляет от 50 до 100 км. Севернее, в районе Мургалевского поднятия, комплексы ОЧВП и УМВП вновь соприкасаются (рис. 2-1), но значимое пространственное перекрытие между ними маловероятно, поскольку позднеюрско-раннемеловые вулканиты не вскрываются в эрозионных окнах внутри ОЧВП. Расстояние между фронтом УМВП и ОЧВП здесь оценивается в 40-80 км [Ковалева и др., 1987ф]. К северу и востоку от Мургалевского поднятия позднеюрско-раннемеловые вулканиты обнажаются фрагментарно, перед фронтом ОЧВП (в районе хребтов Пекульней, Ушканьего и Золотого [Соколов и др., 1999]) либо в эрозионных окнах среди комплексов ОЧВП: на левобережье р. Амгуэма, в бассейнах рр. Эргувеем, Курупка [Варламова и др., 2004ф] и Паляваам [Tikhomirov et al., 2008]. Вопрос о возможности связи этих разрозненных комплексов с Удско-Мургалевской субдукционной системой продолжает обсуждаться [Соколов и др., 1999; Морозов, 2001; Некрасов, 2010; Некрасов, Богомолов, 2015].

С появлением результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования появилась новая интрига в вопросе о возрастных взаимоотношениях комплексов УМВП и ОЧВП. Для некоторых гранитоидных плутонов УМВП были получены изотопные возраста в интервале 105-100 млн лет [Фаррар, 1992; Лучицкая и др., 2003]. Эти даты соответствуют альбскому веку и перекрываются с возрастом нижних стратонов ОЧВП. Обсуждение данной проблемы включено в раздел 3.5.2.

2.8.2. Особенности тектонического режима при формировании ОЧВП.

Охотско-Чукотский пояс является фрагментом огромной системы позднемезозойских окраинно-континентальных магматических поясов Циркум-Пацифики. Примерно в одно время с Охотско-Чукотским поясом были активны такие крупные надсубдукционные вулканические пояса, как Юго-Восточно-Китайский [Lapierre et al., 1997; Zhou et al., 2006], Арауканский [Ломизе, 1976], Восточно-Сихотэ-Алинский [Михайлов, 1989^b; Сахно, 2001; Геодинамика, магматизм..., 2006], Клуэне [Nokleberg et al., 2001], Олюторская дуга [Зинкевич, Цуканов, 1992; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Формирование этих магматических провинций не было синхронным, хотя существовали и эпохи одновременной активности некоторых из них, длившиеся до нескольких десятков миллионов лет.

ОЧВП обладает некоторыми особенностями, отличающими его от большинства фанерозойских окраинно-континентальных магматических провинций. Во-первых, общий объем вулканогенных образований ОЧВП составляет около миллиона км³, что превосходит оценки объема вулканитов любого из неоген-четвертичных субдукционных поясов [Wadge, 1984; Crisp, 1984; White et al., 2006]. Во-вторых, в разрезе ОЧВП весьма велика доля кремнекислых вулканитов (от 30 до 55%, по различным оценкам). Из современных окраинно-континентальных вулканических областей столь высокая средняя кремнекислотность свойственна лишь зоне Таупо (Северный остров Новой Зеландии), но ее общий объем

составляет всего 2% от объема ОЧВП [Bryan et al., 2008]. Аномальные объемы коровых анатектических магм сближают ОЧВП с крупными провинциями кремнекислого вулканизма (Silicic Large Igneous Provinces, или SLIP) предположительно внутриплитной природы [Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008]. Вопросы генезиса подобных провинций рассмотрены в главе 6.

Начиная с 1990-х гг., группой исследователей развивается концепция о связи ряда окраинно-континентальных магматических провинций Северо-Востока Азии с режимом трансформной окраины (калифорнийского типа) [Ханчук, Иванов, 1999; Геодинамика, магматизм..., 2006]. В ходе подготовки настоящей диссертационной работы автору не пришлось встретиться с фактами, подтверждающими справедливость данной модели, поэтому в дальнейшем вопросы петрогенеза магм ОЧВП рассматриваются в рамках субдукционной модели. Из сказанного не следует, что автор отвергает упомянутую модель – для решения подобных вопросов требуется привлечение гораздо более обширного материала.

Существует некоторая неясность в отношении позиции глубоководного желоба в период формирования ОЧВП. В публикациях упоминаются лишь два небольших фрагмента предполагаемой позднемеловой аккреционной призмы, сложенные интенсивно дислоцированными кремнистыми и терригенными осадками, базальтами MORB-типа и (в небольшом количестве) карбонатными породами [Григорьев и др., 1987; Соколов, 1992; Soloviev et al., 2006]. Эти комплексы описаны в районе хр. Омгон на северо-западе Камчатке и в бассейне р. Хатырка в Корьякии (рис. 2-1). Вероятно, большая часть аккреционной призмы ОЧВП скрыта надвиговыми пластинами Корьякско-Камчатской области, мощными кайнозойскими осадками Пенжинско-Анадырского бассейна и водами Охотского моря (рис. 2-1). Примечательно, что для более древних вулканических дуг региона (в частности, для Удско-Мургальской) соответствующие по возрасту комплексы аккреционных призм встречаются гораздо чаще [Соколов и др., 1999; Sokolov et al., 2009^б] (см. также рис. 2-4). Можно допустить, что субдукция под ОЧВП протекала при подчиненной роли процесса аккреции.

Расстояние между выходами комплексов позднемеловой аккреционной призмы и вулканическими полями ОЧВП составляет 300-400 км для хребта Омгон и 350-550 км для Янранайского блока (рис. 2-1). Эти значения сопоставимы с максимальными расстояниями между осью желоба и вулканическими центрами современных субдукционных провинций. Такие провинции (Центральный сегмент Анд и Восточная часть Алеутской дуги) характеризуются весьма пологим наклоном слэба – 15-25° [Tatsumi, Eggins, 1995]. Предположение о пологой субдукции под ОЧВП высказывалось и раньше [Филатова, 1988]. Аргументация этого положения предполагает, что поздние тектонические процессы не оказали значимого влияния на положение комплексов аккреционной призмы относительно вулканического пояса.

Вулканогенные комплексы ОЧВП, как правило, не несут следов значимых деформаций, за исключением проявлений кальдерной тектоники. Анализ структур и геофизические данные указывают на вероятное формирование большей части разреза вулканического пояса в условиях слабого растяжения (см. раздел 2.7.1) либо в нейтральной тектонической обстановке [Miller et al., 2002]. Н.И. Филатова [1988] указывает на существование надвиговых структур, распространенных в досенонских вулканогенных комплексах (т.е. в "нижних андезитах") Пенжинского и Анадырского сегментов. Это положение не поддерживается авторами изданных геологических карт, в том числе карт недавней редакции [Ковалева и др., 1987ф; Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012]. Достоверно установлено наличие пологих складок в толщах преддугового прогиба ОЧВП (наклон крыльев обычно не круче 30°). Несогласное перекрытие этих складок недеформированными вулканитами [Трунов, 1972ф] указывает на факт компрессионного события до прекращения активности вулканического пояса, хотя связь складок в комплексах преддужья с надвиговым структурным парагенезом не доказана. Возраст складчатых деформаций преддужья ОЧВП совпадает с предполагаемым временем аккреции некоторых террейнов северной Корякии [Соколов, 1992].

До настоящего времени для Охотско-Чукотского пояса не были выявлены следы значимой латеральной миграции вулканических ареалов. Можно отметить лишь неравномерное распределение полей "верхних базальтов", местами выходящих за пределы полей более древних вулканитов (рис. 2-2). Центры извержения поздних базитов ОЧВП чаще смещены в сторону океана, чем в тылы ОЧВП. Подобная тенденция замечена и для некоторых кремнекислых толщ. Например, вулканитами вапанайской свиты Анадырского сегмента ОЧВП перекрыты толщи преддугового прогиба [Трунов, 1972ф; Малышева и др., 2012], что указывает на смещение ареала магматической активности в направлении границы плит. Вопросы миграции вулканизма ОЧВП рассматриваются в главе 3 вместе с результатами геохронологических исследований последних 15 лет.

2.8.3. Завершение магматической активности ОЧВП

Прекращение активности Охотско-Чукотского пояса сопровождалось скачкообразным смещением ареалов вулканизма к востоку и юго-востоку, на территорию современной Корякско-Камчатской складчатой области (рис. 2-1). Ареалы палеогенового вулканизма не образуют сплошного пояса. Они выстраиваются прерывистой цепью вдоль ОЧВП на расстоянии от 50 до 300 км от его фронта (рис. 2-40). Кайнозойские вулканиты с резким несогласием перекрывают смятые в складки мезозойские комплексы, включая образования УМВП, его преддужья и аккреционной призмы, а также ряд террейнов различной природы, аккретированных к окраине континента в позднем мелу и палеогене [Соколов, 1992]. Местами кайнозойские вулканиты налегают непосредственно на породы ОЧВП со следами размыва, но

без резкого углового несогласия [Корольков, 1992ф; Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012]. Некоторые из стратонов, перекрывающих комплексы ОЧВП, имеют существенно базитовый состав (кытыймская, танюрерская свиты), и возможны сложности с их отделением от "верхних базальтов" ОЧВП.

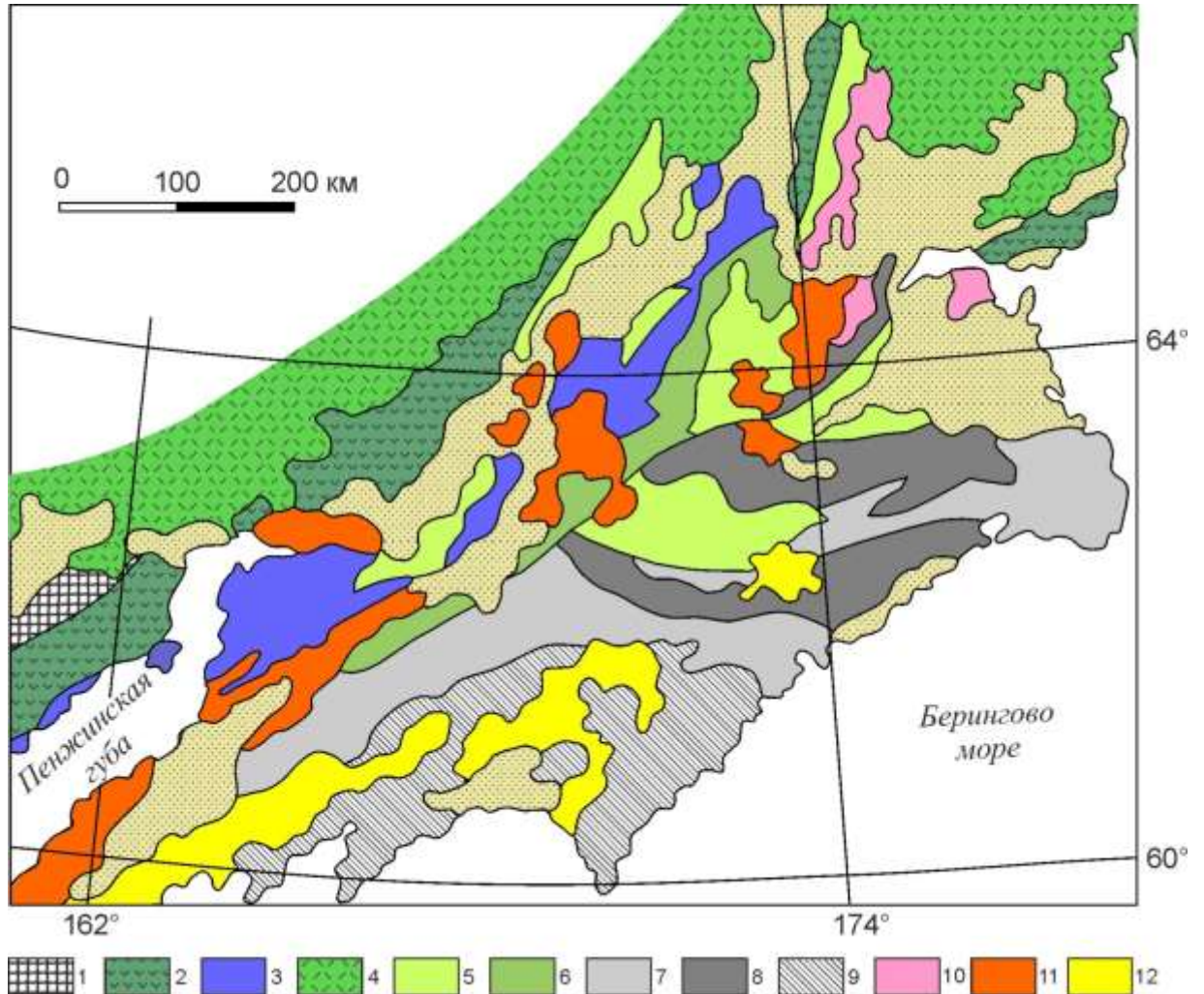


Рис. 2-40. Ареалы кайнозойского вулканизма на тектонической схеме Анадырско-Корякского региона ([Соколов, Бялобжеский, 1996; Паланджян, 2010], упрощено, с изменениями).

1 – Авековский блок раннедокембрийской коры; 2-3 – Удско-Мургальский пояс: 2 – вулканиты, 3 – комплексы преддужья и аккреционной призмы; 4 – вулканиты ОЧВП, 5 – мел-палеоценовые комплексы терригенно-обломочных и вулканомиктовых пород, включая толщи преддугового прогиба ОЧВП; 6 – комплексы задугового бассейна (Алганский террейн); 7 – турбидитовые комплексы (Алькатваамский и Укэляятский террейны); 8 – комплексы энсиматических дуг и их аккреционных клиньев (Майницкий и Эконайский террейны); 9 – комплексы энсиматических дуг и задуговых бассейнов Олюторско-Камчатской складчатой системы; 10-12 – постаккреционные вулканиты: 10 – Бристольско-Анадырский пояс (маастрихт-палеоцен); 11 – Камчатско-Корякский пояс (эоцен-олигоцен), 12 – Центрально-Камчатский пояс (неоген-квартер).

По мнению Н.И. Филатовой [1988], "верхние базальты" генетически связаны не с ОЧВП (см. разделы 2.3 и 5.2.4), а с маастрихт-раннеэоценовым рифтогенезом. Вулканиты позднего эоцена – миоцена было предложено объединить в составе Камчатско-Корякского пояса,

заложенного над новой зоной субдукции тихоокеанских плит под Евразийский континент. В публикациях разных авторов данный пояс именовался также Корякским [Митрофанов и др., 1979], Пенжинско-Западно-Камчатским [Лебедев и др., 1979], Западнокамчатско-Корякским [Филатова, Дагис, 1990].

Некоторые исследователи [Stavsky et al., 1990; Акинин, Миллер, 2011] в качестве самостоятельной провинции рассматривают Бристольско-Анадырский пояс (рис. 2-40), объединяющий вулканиты (преимущественно базальтоиды) кампана-палеоцена, распространенные в районе нижнего течения р. Анадырь.

Полученные в 2000-е гг. доказательства эоценового возраста коллизии Олюторской дуги с окраиной Евразийского континента [Hourigan et al., 2009] предполагают некоторую коррекцию представлений о тектонической обстановке формирования Камчатско-Корякского пояса. Поскольку этот вопрос касается кайнозойской истории Северо-Востока Азии, то в данной диссертационной работе он не рассматривается.

Для объяснения причин мел-палеогеновой тектонической перестройки субдукционной окраины Северо-Восточной Азии выдвинуты несколько гипотез:

- (1) изменение общей кинематики тихоокеанских плит [Филатова, 1988; Соколов, 1992, 1994];
- (2) заложение в Северо-Западной Пацифике новых субдукционных систем, перехвативших у ОЧВП большую часть нормальной составляющей конвергенции литосферных плит;
- (3) аккрецию крупных блоков с относительно мощной и малоплотной корой, "заклинивших" субдукционную систему. В качестве главной причины обычно указывается аккреция Охотоморского блока [Парфенов, 1984; Yang, 2013].

Перечисленные выше тектонические модели не являются взаимоисключающими, возможна их комбинация. Вторую модель, в принципе, можно рассматривать как частный случай первой. Третья модель (коллизийная), несмотря на свою популярность, не согласуется с фактом отсутствия следов выраженных компрессионных деформаций в вулканитах Охотского сегмента ОЧВП.

2.9. Полезные ископаемые ОЧВП (краткий обзор)

Несмотря на то, что данная работа не затрагивает вопросы металлогении, важнейшее значение Охотско-Чукотского пояса как источника минерально-сырьевых ресурсов нельзя оставить совсем без внимания. Ниже перечисляются полезные ископаемые, генетически и/или пространственно связанные с ОЧВП (в порядке убывания их промышленной значимости), и приводится краткая характеристика главных типов месторождений. Схема размещения наиболее значимых месторождений Охотско-Чукотского пояса и сопредельных с ним территорий приведена на рис. 2-41.

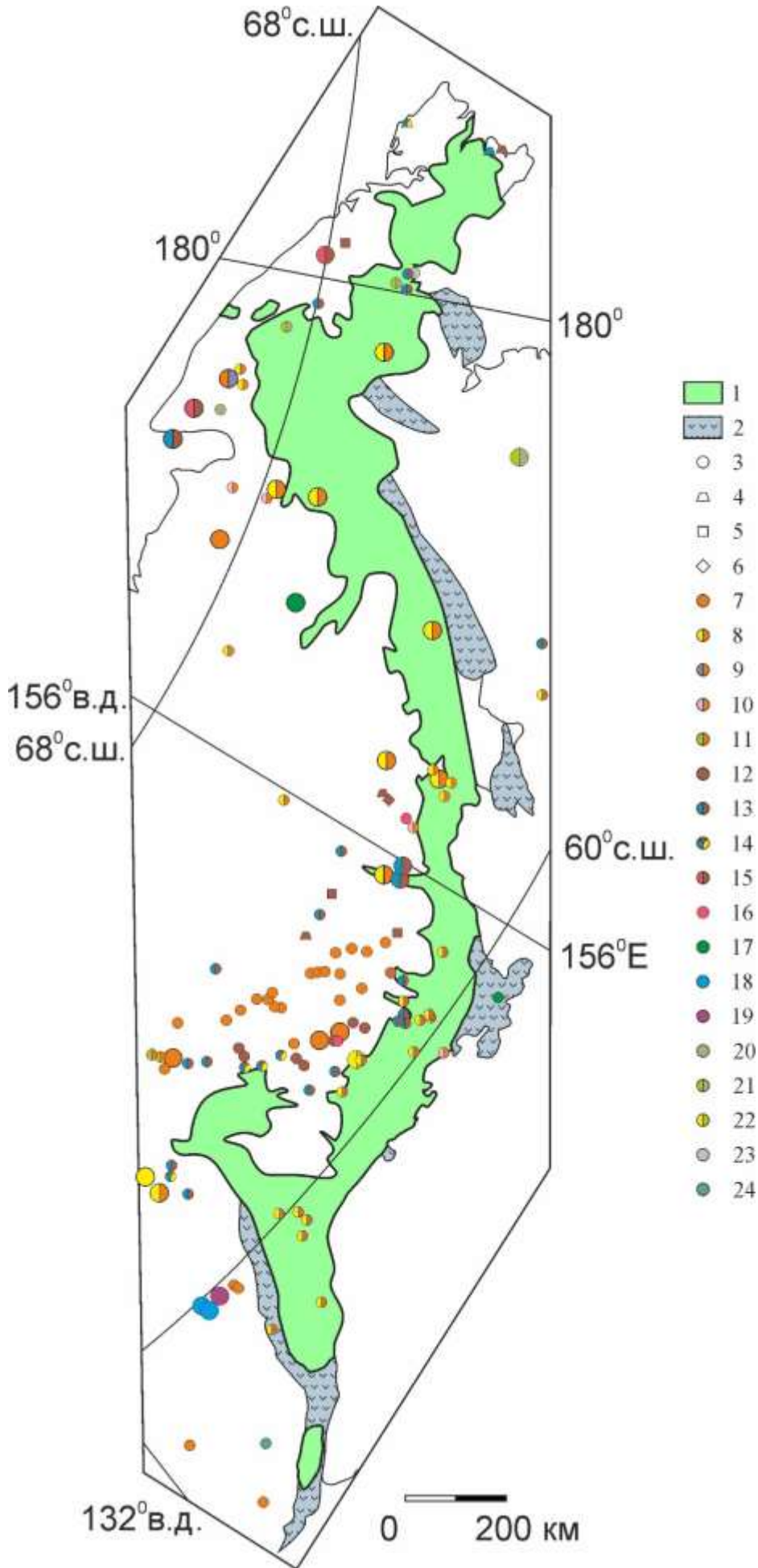


Рис. 2-41. Рудные месторождения ОЧВП и структур его обрамления. Составлена по данным [Металлогеническая..., 1994; Кобцева, Девяткина, 2000; Кропачев и др., 2013; Оржеховский, 1998; Романов, Дымович, 2012], с изменениями и дополнениями. 1-2 – выходы магматических комплексов; 1 – ОЧВП, 2 – Удско-Мургалского пояса и его временных аналогов; 3-6 – генетические типы месторождений: 3 – гидротермальные, 4 – скарновые, 5 – грейзеновые, 6 – мегаморфогенные; 7-24 – рудные месторождения (крупными знаками показаны наиболее значимые из них), формации и типы: 7 – золото-кварцевая малосульфидная; 8 – золото-редкометаллическая, 10 – золото-редкометаллическая, 11 – золото-сурьмяная, 12 – оловорудная касситерит-кварцевая, 13 – касситерит-силикатная и касситерит-сульфидная, 14 – олово-серебро-полиметаллическая, 15 – оловянно-вольфрамовая, 16 – вольфрамовая, 17 – медно-порфировая, 18 – свинцово-цинковая стратиформная, 19 – редкометалльно-редкоземельная карбонатитовая, 20 – ртутная нерасчлененная, 21 – мышьяково-сурьмяно-ртутная, 22 – серебро-сурьмяная, 23 – арсенидно-кобальтовая, 24 – берtrandит-фенакитовая.

Месторождения *золота* и *серебра*, выявленные в пределах ОЧВП, большей частью относятся к типу низкосульфидных эпитермальных [Стружков, Константинов, 2009], в отечественной терминологии 1950-х – 1980-х гг. соответствующему "золото-серебряной формации" [Сидоров, 1974]. Месторождения и проявления данного типа присутствуют во всех сегментах ОЧВП. Для них характерны высокие средние содержания по рудным телам (до десятков г/т Au и первых тысяч г/т Ag) при сравнительно небольших запасах. Тем не менее, среди месторождений этого типа в Охотско-Чукотском поясе есть крупные (Купол, Au) и уникальные по запасам (Дукат, Ag). Рудопроявления золота и серебра, относящиеся к другим минералогическим типам (эпитермальный высокосульфидный, золото-редкометалльный, серебро-полиметаллический), также встречаются в ОЧВП, но гораздо реже, чем золото-серебряные [Металлогеническая..., 1994].

В 5 км от границы Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП расположено крупное золоторудное месторождение Майское, отнесенное к золото-мышьяковисто-сульфидной формации [Металлогеническая..., 1994]. При отсутствии надежных данных о возрасте оруденения нет оснований для вывода о генетической связи этого месторождения с ОЧВП, но такая связь возможна, поскольку в пределах рудного поля распространены гидротермально измененные дайки риолитов и гранит-порфиоров, принципиально не отличающиеся от подобных магматических образований Охотско-Чукотского пояса.

В структурах фундамента ОЧВП, в том числе в непосредственной близости от границ вулканического пояса, располагаются рудные объекты золото-кварцевой формации, в англоязычных публикациях соответствующей типу *orogenic lode deposits*. В числе этих месторождений – уникальное Наталкинское, общие запасы которого составляют около 1500 тонн золота при среднем содержании 1.5-1.6 г/т [Наталкинское..., интернет-ресурс]. Формирование большей части золото-кварцевых месторождений принято связывать с миграцией флюидов при низкоградном региональном метаморфизме и отчасти, возможно, при удаленном температурном воздействии крупных гранитоидных плутонов [Groves et al., 1998]. В процессе гипергенеза и эрозии золото-кварцевых месторождений сформировались многочисленные россыпное месторождения, включая уникальные по запасам. К настоящему времени запасы россыпного золота на территории Северо-Востока Азии большей частью истощились.

Промышленные скопления *олова* в Охотско-Чукотском поясе встречаются реже, чем объекты с золото-серебряной минерализацией, и реже, чем месторождения олова в структурах мезозоид Верхояно-Чукотской области. Тем не менее, в ОЧВП выявлены оловорудные месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, а также проявления комплексной олово-серебро-полиметаллической минерализации

[Металлогеническая..., 1994; Устинов и др., 1994ф]. Наиболее значимые объекты сосредоточены в Омсукчанском районе (Охотский сегмент ОЧВП), где они генетически связаны с гипабиссальными интрузивами позднемеловых лейкократовых гранитоидов.

Сурьмяно-ртутные месторождения и проявления выявлены в северной части ОЧВП (Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты). Наиболее известным объектом этой группы является месторождение Пламенное, приуроченное к зоне аргиллизитов по мощной толще риолитовых туфов.

Месторождения и проявления *медной* минерализации, генетически связанные с ОЧВП, относятся к медно-порфировому (Cu-Mo, Cu-Mo-Au-порфировому) типу. Они пространственно тяготеют к участкам с относительно низкой средней кремнекислотностью магматитов, т.е к фронтальной зоне пояса и к его Анадырскому сегменту. Рудные объекты того же типа выявлены в комплексах Удско-Мургальского пояса на полуостровах Кони-Пьягина (рис. 2-41) Кластер Cu-Mo-Au порфировых объектов, включающий крупное месторождение Песчанка, выявлен в Олойской складчатой зоне, в комплексах фундамента ОЧВП [Mihalasky et al., 2010].

Среди прочих металлов, скопления которых в пределах ОЧВП имеют (или могут иметь в перспективе) промышленную значимость, указываются *молибден* (Mo-порфировая и Cu-Mo-порфировая формации), *вольфрам* (Mo-W формация), *кобальт* (Co-арсенидная формация), *свинец* и *цинк* (гидротермальные Pb-Zn проявления).

Промышленный интерес к месторождениям нерудного сырья, связанным с ОЧВП, при существующем уровне развития инфраструктуры незначителен. Для местных нужд эксплуатируются месторождения *углей*, присутствующих в толщах "предвулканогенной молассы". В Охотском сегменте ОЧВП разведаны месторождения *цеолитов*. Местами объектами разработки являются *агаты* – продукт наиболее низкоградной (цеолитовой) фации метаморфизма погружения, затронувшего большую часть толщ ОЧВП.

Глава 3

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Вопросы стратиграфии и геохронологии Охотско-Чукотского пояса активно обсуждаются, начиная с 1950-х гг. (некоторые аспекты этой дискуссии описаны в главе 1). За 60 лет детальных исследований по данному предмету собран весьма внушительный объем первичной информации: описания разрезов, определения палеофлоры, радиоизотопные датировки. Эта информация содержится в фондах предприятий бывшего ПГО "Севостгеология" и служит фактической основой множества публикаций, в том числе ряда монографий [Белый, 1977; Лебедев, 1987; Филатова, 1988; Самылина, 1988; Филиппова, Абрамова, 1993; Герман, 1999; Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007]. Начиная с середины 1990-х гг., наиболее существенные изменения представлений о стратиграфии ОЧВП связаны с применением новых для данного региона методов прецизионной геохронологии. Эти методы представлены, в первую очередь, определениями U-Pb возраста цирконов и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста санидина, амфибола и биотита. В данной главе обсуждаются некоторые вопросы методологии датирования континентальных вулканогенных толщ, а также результаты, полученные с участием автора и составляющие фактическую основу двух защищаемых положений диссертации.

3.1. Ограничения возможностей методов стратиграфической корреляции, традиционно используемых при изучении провинций континентального вулканизма

Как уже было сказано в главе 1, до конца 1990-х гг. главными инструментами исследователей стратиграфии ОЧВП были: (1) полевые наблюдения, (2) определение возраста остатков палеофлоры и (3) корреляция вулканогенных разрезов по петрографическим и геохимическим критериям. K-Ar датировки вулканитов применялись широко, но не считались надежным источником информации из-за многочисленных расхождений с наблюдавшимися структурными взаимоотношениями геологических тел (см. раздел 3.2). Соответственно, привязка изученных разрезов к мировой геохронологической шкале и составление существующих стратиграфических схем ОЧВП [Решения..., 1978, 2009; Белый, 1977, 1994; Филатова, 1988] производились, главным образом, по возрасту палеофлоры.

Уже на ранних этапах изучения стратиграфии Охотско-Чукотского пояса между исследователями возникли разногласия, касающиеся возраста отдельных палеофлор. Десятилетия дискуссий не разрешили всех противоречий, что, в частности, показывает схема сопоставления возраста палеофлор ОЧВП по данным различных источников (таблица 1-3). Наряду с комплексами флоры, привязка которых к геохронологической шкале признается практически единогласно (например, буор-кемюсской флоры раннего и среднего альба), существует ряд палеофлористических комплексов, возраст которых продолжает обсуждаться. К примеру, возраст чаунской палеофлоры варьирует, в зависимости от позиции исследователя, от позднеальбского до коньякского, арманской – от среднего альба до сантона, аркагалинской – от позднего альба до кампана. Отчасти указанные расхождения могут быть следствием субъективных причин, но нельзя отрицать и существование объективных недостатков метода, снижающих его эффективность:

- (1) находки растительных остатков, пригодных для определения возраста с точностью до яруса, сравнительно редки. Многие из коллекций, собранных в ходе геологической съемки территории ОЧВП, датированы не точнее, чем "поздним мезозоем". Крупные тела вулканических пород (в частности, мощные игнимбритовые толщи) нередко вовсе лишены определимых остатков палеофлоры. Относительная редкость сборов палеофлоры с руководящими формами весьма затрудняет оценку временных вариаций интенсивности вулканизма;
- (2) возраст комплексов растительных остатков устанавливается по соотношению вмещающих их толщ с фаунистически охарактеризованными морскими осадками, что возможно только для флоры прибрежных низменностей. Возраст же палеофлор, существовавших в условиях вулканического нагорья, какое представляли из себя внутренние участки ОЧВП в момент формирования, подобным образом оценить затруднительно. Допущение о синхронности флористических комплексов с близким видовым составом, сформированных в различной палеогеографической обстановке, оспаривается многими исследователями [Лебедев, Филатова, 1998; Герман, 1999]. Одним из важных следствий этого положения является то, что *возраст флоры, существовавшей на удалении от прибрежных низменностей, не получает надежного обоснования.*

Следующая, не менее серьезная методическая проблема связана с практикой корреляции разрезов ОЧВП по литологическим (петрографическим) и геохимическим признакам. Эта практика вполне оправдывает себя при изучении сравнительно небольших участков, сопоставимых по размеру с элементарными геологическими телами, т.е. отдельными потоками и покровами. Там, где распространены полого залегающие внекальдерные покровы (рис. 2-

13в, г, 2-14, 2-30, 2-34), вулканогенные толщи, выделяющиеся специфическим обликом и/или химическим составом пород, могут без труда прослеживаться на десятки километров. При нехватке надежных палеоботанических реперов многие геологи не устояли перед искушением "протянуть" стратоны, выделенные по литологическим признакам, уже не на десятки, а на сотни километров. Подобным образом, например, андезитовые толщи междуречья Мал. Анюй – Мечкерева (Анадырский сегмент ОЧВП) в последней редакции геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 [Мальшева и др., 2012] и 1 : 500 000 [Варламова и др., 2004ф) были отнесены к коэкувуньской свите, а кремнекислые толщи – к пыкарваамской свите, хотя стратотипы этих подразделений находятся в 250 км к северо-востоку, в Центрально-Чукотском сегменте. Амгеньская толща, экитыкинская и леурваамская свиты, изначально выделенные в пределах Восточно-Чукотского сегмента, со временем распространились на территорию Центральной и Северной Чукотки, вплоть до междуречья Пегтымель-Кувет [Варламова и др., 2004ф]. В основе подобных корреляций лежит допущение о синхронном извержении одних и тех же магм на обширных территориях. Это допущение отнюдь не выглядит бесспорным. Для кайнозойских вулканических провинций обычны случаи практически одновременных извержений контрастного по составу материала [Streck, Grunder, 2008]. И напротив, петрографическое и геохимическое сходство пород вряд ли можно считать надежным доказательством их одновозрастности. Например, В.Ф. Белый [1977] в качестве характерного признака игнимбритов пыкарваамской свиты отмечает присутствие обильных крупных вкрапленников кварца и полевых шпатов. Однако этот признак типичен для большинства кремнекислых пород котектического состава, и подобные вулканиды встречаются на протяжении всего трехтысячекилометрового ОЧВП, причем иногда на нескольких стратиграфических уровнях сразу. Такой же облик характерен для риолитовых туфов Берложьей кальдеры (рис. 2-22б), вовсе не относящихся к комплексам ОЧВП (см. раздел 3.5.1).

Местами латеральная изменчивость разреза вулканидов столь значительна, что корректное выделение свит и толщ по облику и составу пород возможно только в пределах очень небольших участков, менее 10 км в поперечнике. Такое строение имеют не только кальдерные кластеры, где каждая из кальдер характеризуется специфическим разрезом (рис. 2-37), но и участки, где компенсационные просадки редки или отсутствуют (рис. 3-1). В итоге при выделении того или иного стратона решающее значение зачастую приобретает субъективный фактор, и мнения специалистов о стратиграфии одной и той же территории могут существенно различаться.

К выводам о значительном возрастном перекрытии вулканогенных свит и о сложности стыковки разрезов смежных вулканотетонических структур приходили исследователи и других

континентальных вулканических провинций – например, Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Михайлов, 1989в] и провинции Большого Хингана [Zhang et al., 2010].

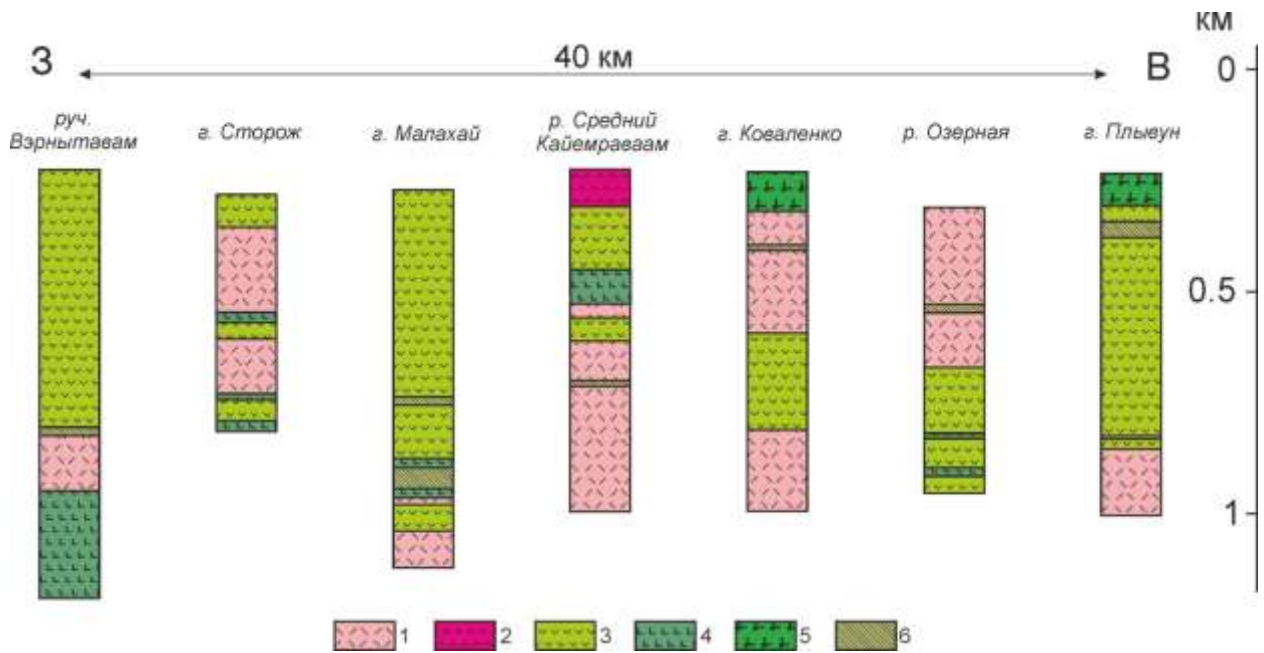


Рис. 3-1. Сопоставление частных разрезов вулканогенных образований в северо-западной части Анадырского сегмента ОЧВП (междуречье Малый Анюй – Мечкерев). 1 – туфы и игнимбриты риолитов; 2 – лавы амфиболовых дацитов; 3 – лавы и туфы андезитов; 4 – лавы и туфы базальтов; 5 – лавы оливиновых базальтов; 6 – горизонты вулканомиктовых осадочных пород.

Представленные выше факты указывают на то, что *методика, основанная на корреляции частных разрезов континентальных вулкаников по литологическим и палеоботаническим критериям, имеет ряд принципиальных недостатков, затрудняющих корректную оценку возраста многих стратонов.* В свою очередь, недостаточная представительность и точность датировок вулкаников существенно ограничивают наши знания о временных вариациях продуктивности вулканизма и пространственной миграции вулканических ареалов.

3.2. Изотопное датирование континентальных вулканогенных комплексов: сопоставление методов

Методы изотопного датирования выгодно отличаются от палеоботанических методов тем, что они не требуют сбора растительных остатков, сравнительно дефицитных в условиях вулканических провинций. Материал для датирования может быть получен из большинства вулканических пород, при отсутствии интенсивных гидротермальных изменений. Вместе с тем, у изотопных методов есть свои недостатки, и на протяжении десятилетий изотопное датирование рассматривалось только как вспомогательный инструмент исследования геохронологии ОЧВП – для оценки возраста интрузивов и "немых" вулканических толщ.

3.2.1. К-Аг метод

До середины 1970-х гг. на Северо-Востоке СССР единственным широко используемым методом изотопного датирования оставался калий-аргоновый, причем преимущественно анализировались валовые пробы пород. Одним из главных дефектов данного метода является невозможность внесения поправки на потерю или захват радиогенного аргона [Фор, 1989]. Особенно явно этот недостаток проявляется именно при работе с пробами из вулканитов. Матрикс, содержащий свежее стекло или продукты его девитрификации, не имеет фиксированной температуры закрытия, и диффузия аргона в нем не требует высоких температур. Но даже возраст, определенный К-Аг методом по мономинеральным фракциям, часто не соответствует возрасту первоначального закрытия изотопной системы. Проблема в том, что почти повсеместно породы Охотско-Чукотского пояса в той или иной мере подверглись гидротермальным изменениям. Одно из последствий этого воздействия – частичная потеря радиогенного аргона даже относительно свежими, на первый взгляд, минеральными фазами.

Недостатки К-Аг метода проявились в многочисленных расхождениях результатов датирования с наблюдаемыми взаимоотношениями геологических тел (последовательность в разрезе, секущее положение субвулканических образований, разброс оценок для заведомо разновозрастных пород и т.д.). Значения возраста, полученные для одних и тех же образцов по валовым пробам и различным мономинеральным фракциям, в большинстве случаев обнаруживают существенные расхождения. Это наглядно иллюстрирует гистограмма из обзорной работы по гранитоидным массивам Казахстана (рис. 3-2; [Kostitsyn, 1996]). Для выборки из 147 определений К-Аг возраста палеозойских гранитоидов средняя разница между возрастом, полученным для валовой пробы и для фракции слюд или амфиболов, составляет 57 млн лет. В немногочисленных случаях изотопный возраст валовой пробы оказывался древнее (разница до 50 млн лет), что затрудняет использование данного метода даже для оценки минимального возраста магматического события.

В 1970-е гг. многие исследователи пришли к заключению о неэффективности этого метода как инструмента корреляции вулканогенных толщ [Геолого-радиологическая..., 1973; Загрузина, Матвеевко, 1974]. Однако относительная простота и дешевизна метода, а также дефицит оборудования для альтернативных методов датирования способствовали тому, что К-Аг метод оставался главным инструментом изотопной геохронологии Северо-Востока и позже, практически до конца XX в.

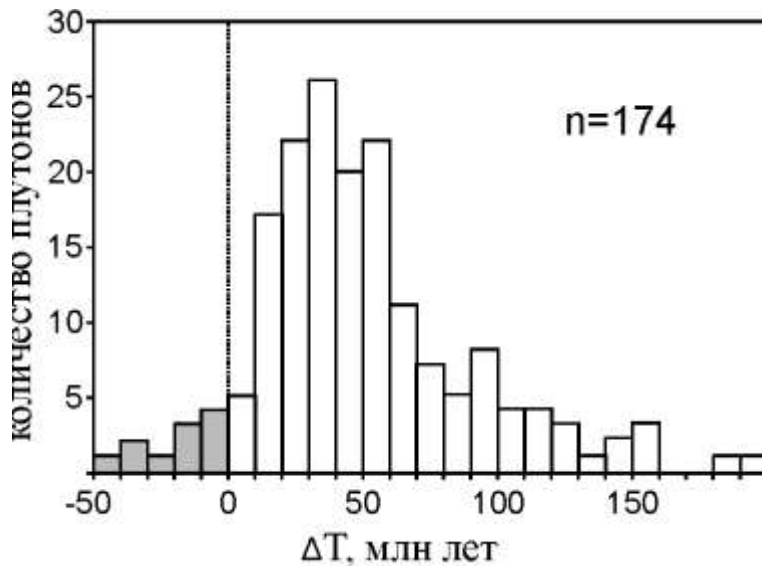


Рис. 3-2. Гистограмма распределения разности между К-Аг возрастaми валовых проб и мономинеральных фракций слюды и амфиболов для гранитоидных плутонов Казахстана [Kostitsyn, 1996]. Серой заливкой показаны случаи, когда для валовых проб получены более древние значения возраста, чем для монофракций.

В 2000-е гг. группой исследователей из СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) опубликован ряд работ, представляющих методику статистической обработки результатов К-Аг определений, которая, по мнению ее авторов, позволяет обойти принципиальные недостатки калий-аргонового датирования и выявить не только истинный возраст магматических событий, но и возраст преобразования изотопных систем [Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007; Гагиева, Жуланова, 2011]. Главные положения этой методики сводятся к следующему:

- (1) в геологических комплексах Северо-Востока Азии отсутствуют К-Аг системы, "удревненные" за счет захвата избыточного радиогенного аргона. Из этого допущения следует, что в представительных выборках по какому-либо однородному объекту (свите или плутону) наибольшие значения К-Аг возраста приближаются к возрасту магматического события;
- (2) статистические минимумы на гистограммах распределения К-Аг возрастов соответствуют термальным событиям, полностью "перезапускающим" изотопные системы. Совпадение минимумов на гистограммах для пространственно разобщенных комплексов указывает на "действие факторов широкого масштаба: регионального, надрегионального и глобального" [Жуланова и др., 2007, стр. 54].

На рис. 3-3 представлена гистограмма распределения К-Аг возрастов пород "раннего этапа" формирования Охотского сегмента ОЧВП [Котляр, Русакова, 2004]. При построении этой гистограммы учитывались данные по нараулийской, каховской, хольчанской и шороховской свит. Первые из указанных свит представляют "нижние андезиты" ОЧВП, в составе вторых преобладают кремнекислые породы. По мнению авторов упомянутой выше методики, положение статистических максимумов и минимумов указывает на формирование всех рассматриваемых стратонов в интервале 108-103 млн лет, а также на интенсивное

преобразование пород в интервалы 100-98, 94-92, 88-86 и 66-64 млн лет назад [Котляр, Русакова, 2004, стр. 79]. В дополнение приводятся результаты изохронных Rb-Sr датировок вулканитов, наиболее древние из которых интерпретируются как отражающие возраст магматического события, а молодые – как результат наложенных преобразований пород (рис. 3-3).

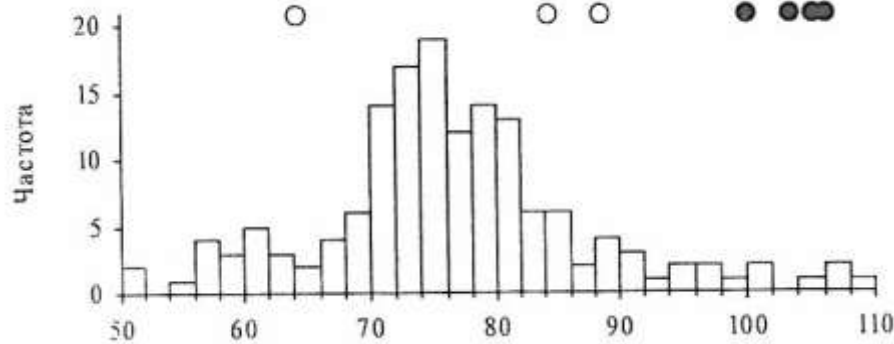


Рис. 3-3. Гистограмма распределения К-Аг возраста пород "раннего этапа" формирования Охотского сегмента ОЧВП (n=153) [Котляр, Русакова, 2004]. Залитые кружки – Rb-Sr возраст пород, пустые кружки – Rb-Sr возраст наложенных преобразований (пояснения в тексте).

Автор данной диссертационной работы вместе с некоторыми другими исследователями [Акинин, Ханчук, 2005] предполагает, что корректность подобной интерпретации результатов К-Аг датирования может быть оспорена. Сомнения касаются нескольких ключевых пунктов:

- (1) описанная выше методика предполагает невозможность "удревнения" К-Аг возраста пород в результате захвата избыточного радиогенного аргона. Тем не менее, подобное явление широко распространено в природе [Фор, 1989]. Относительная редкость подобных случаев в комплексах ОЧВП объясняется сравнительно молодым возрастом континентальной коры и незначительным распространением раннедокембрийских комплексов – главных источников ^{40}Ar . И даже несмотря на это, некоторые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры пород Северо-Востока Азии показывают присутствие избыточного слабо связанного ^{40}Ar [Akinin, Calvert, 2002];
- (2) даже если исключить возможность захвата радиогенного аргона, для каждой отдельной даты нет независимых критериев оценки потерь ^{40}Ar . Поэтому даже наиболее древние из имеющихся значений К-Аг возраста остаются под сомнением;
- (3) данная методика не позволяет корректно оценить возраст прекращения вулканического события;
- (4) остается непонятной природа "термальных событий", многократно нарушающих изотопные системы. Если это гидротермальные процессы, то где геологические тела, с которыми эти процессы связаны? Учитывая площадь выхода комплексов ОЧВП и

вариации уровня эрозионного среза, крайне маловероятно, что все эти разновозрастные тела остались на глубине;

- (5) данная методика не объясняет, как отличить статистический минимум, связанный с "термальным событием", от минимума, связанного с перерывом в магматической активности.

К сказанному можно добавить, что, даже если бы статистическая обработка результатов К-Аг датирования и позволяла оценить возраст вулканизма в пределах какого-либо участка вулканического пояса, каждое отдельное определение возраста остается недостаточно надежным для использования при стратиграфическом расчленении и корреляции вулканогенных толщ. Совокупность перечисленных проблем подтверждает справедливость вывода И.А. Загрузиной и В.Т. Матвеевко [1974] о *непригодности К-Аг метода для решения проблем стратиграфии Охотско-Чукотского пояса*.

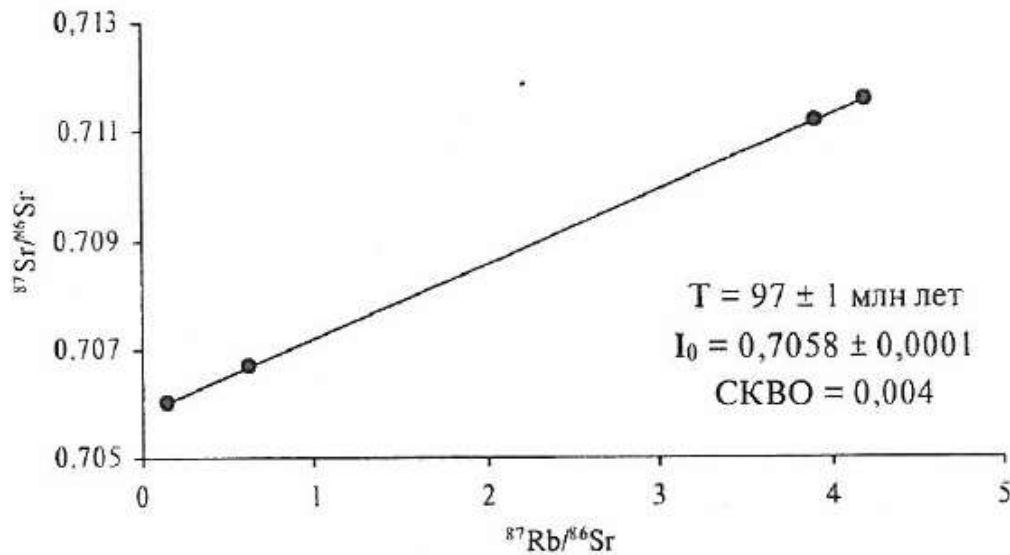
3.2.2. Rb-Sr метод

С конца 1970-х гг. изучение изотопных систем Северо-Востока дополнилось рубидий-стронциевым методом. Результаты изохронных Rb-Sr определений возраста считаются в общем случае более надежными, чем К-Аг датировки, из-за меньшей, в сравнении с аргоном, способности Sr и Rb к миграции при средних и низких температурах [Фор, 1989]. Тем не менее, Rb-Sr система остается чувствительной к гидротермальным изменениям пород. Кроме того, для получения надежного результата необходимо, чтобы все анализируемые навески имели одинаковое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. При анализе валовых проб это условие нередко нарушается, и особенно – в условиях окраинно-континентальных вулканических поясов, где широко проявлены процессы смешения мантийного и корового материала.

К объективным ограничениям Rb-Sr метода в некоторых случаях добавляются субъективные, связанные с особенностями интерпретации полученных результатов. В качестве примера можно привести монографические работы, посвященные вопросам геохронологии мелового магматизма Северо-Востока [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007]. Эти работы включают результаты 45 Rb-Sr изохронных определений возраста, большая часть которых выполнена по породам Охотско-Чукотского пояса. Согласно заключению авторов указанных монографий, данные Rb-Sr геохронологии согласуются со стратиграфической моделью, построенной на палеоботанических и К-Аг данных. В соответствии с этой моделью, практически все вулканыты ОЧВП (за исключением "верхних базальтов") отнесены к альбу и сеноману, т.е. к временному интервалу 110-94 млн лет (рис. 1-4ж).

Некоторые особенности интерпретации результатов анализа Rb-Sr изотопных систем, предложенные в работах [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007], представляются уязвимыми для критики:

- (1) погрешность определений возраста рассчитывалась без учета погрешности индивидуальных измерений изотопных отношений. Расчеты, выполненные с соблюдением всех принятых в таких случаях процедур (в частности, заложенных в серии программ Isoplot – Ludwig, 2005^{a,b}), показывают, что величина 2σ для большинства представленных Rb-Sr изохронных возрастов составляет не менее 10 млн лет. Задачи корреляции стратонов Охотско-Чукотского пояса, как правило, требуют большей точности;
- (2) точки, располагающиеся на диаграммах в стороне от предполагаемых изохрон, исключены из расчетов без каких-либо объяснений. При этом количество исключенных точек может быть сопоставимо с количеством точек, использованных для оценки возраста (рис. 3-4);



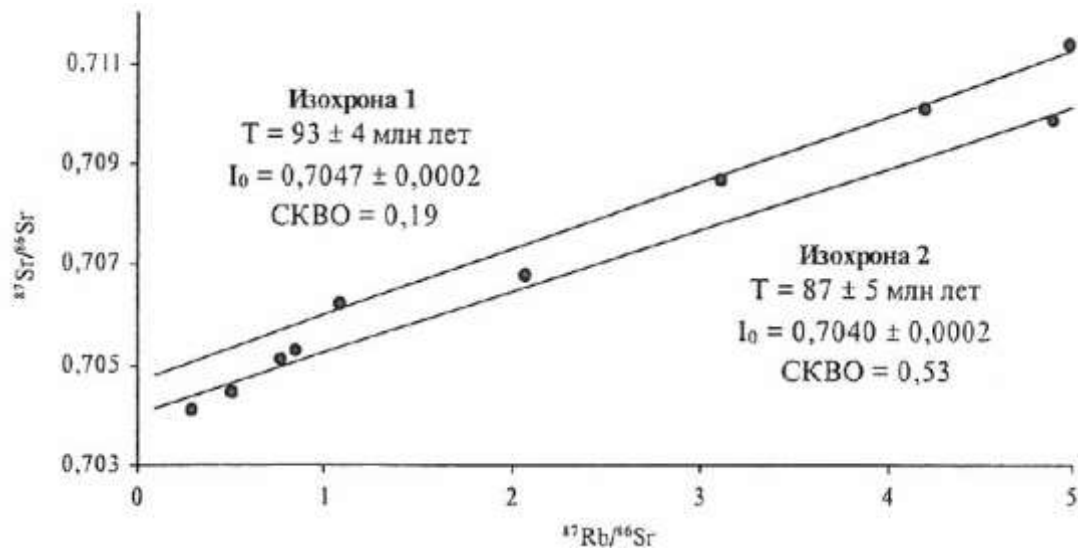
Номер пробы	Порода	Свита	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$
54-1	Риолит	Пыкарваамская	43.19	11.06	3.91	0.04	0.7112	0.0004
54-2	Риолит	Пыкарваамская	50.49	12.05	4.19	0.04	0.7116	0.0004
45-2	Дациит	Вороньинская	27.38	177.99	0.15	0.00	0.7060	0.0004
48	Андезит	Вороньинская	29.74	47.34	0.63	0.01	0.7067	0.0004
40а*	Риолит	Вороньинская	53.89	11.77	4.58	0.05	0.7114	0.0004
63-4*	Риолит	Пыкарваамская	47.04	12.97	3.63	0.04	0.7105	0.0004
70*	Риолит	Пыкарваамская	46.51	9.56	4.87	0.05	0.7128	0.0004

Рис. 3-4. Результаты Rb-Sr датирования вулканитов пыкарваамской и вороньинской свит (Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП) [Котляр, Русакова, 2004]. Звездочкой отмечены данные, не учтенные при построении изохроны.

- (3) в некоторых случаях результаты, не дающие четкой изохроны, интерпретируются как следствие совмещения двух или трех изохрон (рис. 3-5). При этом точки, формирующие разные изохроны, не всегда группируются по каким-либо геологическим признакам. Если предполагаемые изохроны располагаются близко друг к другу (как на рис. 3-5), то

наблюдаемое распределение точек невозможно отличить от результатов, свойственных нарушенным изотопным системам, не позволяющим получить надежную датировку;

- (4) результаты Rb-Sr датирования, не согласующиеся с предлагаемой геохронологической моделью, объявлены не имеющими геологического смысла вследствие "нарушенности изотопной системы и объединения в одну выборку различных совокупностей" [Котляр, Русакова, 2004, стр. 103; см. также рис. 3-3]. В качестве доказательства нарушения системы предлагаются относительно высокие СКВО "неправильной" серии анализов либо наличие "реликтовых" K-Ar возрастов, более древних, чем Rb-Sr даты. Без сомнения, высокие значения СКВО не свидетельствуют в пользу надежности анализа. Однако, если отменить произвольное исключение точек из расчетов, то многие из "правильных" датировок окажутся столь же неточными. Коррекция Rb-Sr дат по результатам,



Номер пробы	Порода	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm\sigma$
Изохрона 1. Кожвуньская (мильгвеевская) свита, верховья р. Пыкарваам							
5110-5	Андезидацит	43.57	39.36	1.094	0.011	0.7062	0.0004
5055-1	Трахиандезидацит	49.27	11.60	4.196	0.042	0.7101	0.0004
5052-1	Трахиандезидацит	47.67	9.45	4.984	0.050	0.7114	0.0004
380	Трахириодацит	46.82	14.84	3.117	0.031	0.7087	0.0004
5110-3*	Дациит	29.00	40.88	0.701	0.07	0.7045	0.0004
5054*	Трахиандезидацит	49.90	13.04	3.780	0.038	0.7104	0.0004
Изохрона 2. Кожвуньская свита, верховья р. Глубокая							
23-1	Андезит	7.19	24.70	0.291	0.003	0.7041	0.0004
59	Дациит	15.83	31.17	0.508	0.005	0.7045	0.0004
58	Андезит	33.54	39.45	0.850	0.009	0.7053	0.0004
24-3	Дациит	50.58	24.50	2.065	0.021	0.7068	0.0004
18	Риолит	54.79	11.18	4.901	0.049	0.7099	0.0004
67	Андезит	31.00	40.12	0.773	0.008	0.7051	0.0004

Рис. 3-5. Результаты Rb-Sr датирования вулканитов кожвуньской свиты (Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП) [Котляр, Русакова, 2004]. Звездочкой отмечены данные, не учтенные при построении изохрон.

полученным калий-аргоновым методом, вызывает вопрос, какой же из методов считается более надежным? Совокупность представленных замечаний оставляет сомнения в том, достаточно ли консервативно и объективно интерпретировались результаты изотопного анализа.

В качестве дополнительной иллюстрации сложностей, связанных с изохронным Rb-Sr датированием валовых проб, можно привести результаты, полученные для гранитоидов Чаунской зоны (Северная Чукотка) в 1980-е – 2000-е гг. [Дудкинский и др., 1986, 1992; Ефремов и др., 2000, 2008]. Согласно этим данным, возраст гранитоидных интрузивов Северной Чукотки варьирует от поздней юры-берриаса (147-139 млн лет) до позднего мела (86-79 млн лет). Пересчет тех же аналитических данных, выполненный И.Л. Жулановой с соавторами [2007], позволил определить нижнюю границу интервала гранитообразования на уровне 154 ± 10 млн лет. Всего были выделены четыре возрастные группы интрузивов. Согласование этой модели с данными о петрографии и геохимии гранитоидов вызывало ряд вопросов. Критический анализ полученных результатов, выполненный тем же коллективом авторов [Ефремов и др., 2010], показал, что опубликованные ранее Rb-Sr даты могут оказаться некорректными, поскольку корреляции изотопных отношений указывают на значимость процессов смешения магм с разными изотопными характеристиками.

Нередки факты значимого расхождения между возрастными магматических пород, определенными с помощью Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методов (до 10-20 млн лет в мезозойском интервале времени – [Гамянин и др., 2000]). Поскольку в общем случае $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод показывает сравнительно надежные результаты (см. следующий раздел), это ограничивает доверие к полученным Rb-Sr датам. Можно заключить, что данные Rb-Sr геохронологии, доступные в настоящее время, не представляют собой надежной основы, на которой можно было бы построить геохронологическую модель Охотско-Чукотского пояса.

3.2.3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методы: преимущества и недостатки

Теперь перейдем к рассмотрению методов изотопного датирования, которые, по мнению автора данной диссертационной работы, в целом достаточно точны и надежны для решения подобной задачи. К этим методам относятся аргон-аргоновый ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; определения возраста по мономинеральным фракциям санидина, амфибола, биотита) и уран-свинцовый (в первую очередь, по циркону). Среди преимуществ данных методов, важных для изучения геохронологии ОЧВП, наиболее значимы следующие:

- (1) U-Pb система циркона закрывается при весьма высоких температурах, порядка 800-900°C [Dahl, 1997; Cherniak, Watson, 2000]. Значимые нарушения этой системы возможны только при метаморфизме не ниже амфиболитовой фации. То есть в любых породах ОЧВП (за исключением, возможно, некоторых полнопроявленных метасоматитов) цирконы – свежие

и обычно пригодные для датирования. Это подтверждается конкордантностью подавляющего большинства полученных дат (см. раздел 3.5);

- (2) определение возраста цирконов локальными методами (на установках SIMS или SHRIMP) позволяет исключить из расчета возраста чужеродные компоненты (например, унаследованные ядра);
- (3) аргон-аргоновый метод, при использовании технологии ступенчатого отжига [Фор, 1989], дает информацию о степени нарушенности изотопной системы, а также нередко позволяет определить возраст закрытия системы в случае частичной потери или захвата радиогенного аргона;
- (4) погрешность определения возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом обычно невелика, и величина 2σ нередко составляет всего лишь сотни тысяч лет. Подобная точность почти недостижима при оценке возраста мезозойских комплексов K-Ar и Rb-Sr методами.

Без сомнения, U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы нельзя назвать безупречными инструментами датирования. Ниже перечислены главные ограничения этих методов, которые в некоторых случаях затрудняют их использование для исследования геохронологии вулканитов. Для U-Pb метода эти ограничения сводятся к следующему:

- (1) погрешность U-Pb определений в мезозойском интервале возраста обычно составляет от ± 1 до ± 3 млн лет (2σ), что не всегда позволяет выявить тонкие закономерности динамики вулканизма. Существуют методики, обеспечивающие улучшение точности U-Pb датировок более чем на порядок. Например, такого результата можно добиться, растворяя индивидуальные зерна циркона в кислотах с последующим анализом материала на термоионных масс-спектрометрах [Miller et al., 2007], но для таких исследований требуются крупные (не менее 500 мкм) кристаллы, лишенные включений. Цирконы, извлеченные из вулканитов, обычно мельче (до 200 мкм), и в подавляющем большинстве содержат обильные включения прочих фаз (см. раздел 3.4.2);
- (2) не все зерна циркона годятся для U-Pb датирования, даже при относительно слабых вторичных изменениях пород. Например, высокие содержания урана (свыше 2000 г/т) способствуют разрушению структуры минерала, что облегчает возможность миграции элементов и снижает надежность полученных результатов. Среди анализируемых зерен могут оказаться чужеродные (ксенокристы). Отдельные кристаллы могут включать несколько зон роста, связанных с разными событиями, иногда разделенными многими миллионами лет [Фор, 1989]. Как правило, ксенокристы и унаследованные ядра показывают более древний возраст в сравнении с "собственными" цирконами магматической породы. Такие анализы обычно не используются для расчета возраста магматического события. Сложнее выявить так называемые антекристы, которые интерпретируются как продукт

кристаллизации более ранних порций магмы, связанных с тем же магматическим событием [Charlier et al., 2004; Bryan et al., 2008]. В таких случаях порода может содержать две и более популяции цирконов, разница в U-Pb возрасте которых значимо превышает погрешность анализа. При этом случается, что антекристы доминируют над собственными цирконами, кристаллизовавшимися непосредственно перед извержением [Bryan et al., 2008]

Главные недостатки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода:

- (1) материал, пригодный для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, встречается в породах ОЧВП гораздо реже магматических цирконов. Некоторые исследователи практикуют анализ валовых проб, используя их ступенчатый отжиг [Белый, Белая, 1998; Lane et al., 1998; Layer et al., 2001], однако осложнения, связанные с непредсказуемым поведением аргона в основной массе вулканитов, приводят к тем же расхождениям с геологическими данными, что и в случае с K-Ar методом, хотя и в меньших масштабах [Stone et al., 2009]. Принято считать, что наиболее достоверные результаты получаются при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании санидина [McIntosh et al., 1990], который далеко не всегда сохраняется в мезозойских вулканитах, преобразуясь в более упорядоченные формы K-Na полевых шпатов. Удовлетворительные результаты получаются также при датировании амфибола и биотита. Прочие магматические минералы (плаггиоклаз, пироксен и др.) недостаточно надежны из-за низких содержаний калия и высоких – кальция (последний создает помехи в процессе анализа);
- (2) значимая диффузия аргона из большинства магматических фаз прекращается при сравнительно низких температурах, 400-500°C для санидина и от 300°C до 500-600°C для биотита [McDougall, Harrison, 1988; Hora et al., 2010]. Это необходимо учитывать при оценке возраста крупных, медленно остывающих гранитоидных plutонов [Фор, 1989], но при датировании вулканитов этот недостаток не имеет существенного значения;
- (3) в литературе описаны случаи с "ложными плато" на диаграммах ступенчатого отжига при $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании, когда при внешне благополучном облике результатов анализа возраст образца, полученный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, противоречит данным, полученным другими методами. Как правило, такие случаи имеют место при изучении геологических комплексов древних платформ, изобилующих радиогенным аргоном [Фор, 1989].

Наконец, общей проблемой U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования является незначительное, но, тем не менее, систематическое расхождение дат, полученных этими методами для одних и тех же проб. Уран-свинцовые даты обычно немного древнее аргон-аргоновых. Величина расхождения, по оценкам, составляет до 1% от полученного значения возраста [Renne et al., 1998]. Высказывалось предположение, что это расхождение связано с неточностями оценки констант распада [Min et al., 2000].

В ходе изучения геохронологии магматических комплексов Северо-Востока Азии автору настоящей диссертации многократно приходилось участвовать в дискуссиях о применимости различных методов изотопного датирования для исследования стратиграфии континентальных вулканитов. Оппонентами автора выступали известные исследователи Северо-Востока Азии: В.Ф. Белый, И.Н. Котляр, И.Л. Жуланова, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева, к которым автор испытывает искреннее уважение. По общему убеждению этой группы ученых, U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы не имеют принципиальных преимуществ перед K-Ar и Rb-Sr определениями [Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007; Белый, 2008; Котляр и др., 2013]. Для объективного освещения вопроса в данном разделе рассмотрены дополнительные критические положения, в различное время высказанные оппонентами в отношении данных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологии. Эти замечания касаются, в первую очередь, результатов, представленных в разделе 3.5, но распределение критики методов по разным разделам диссертации было бы нежелательным.

Критика результатов, полученных для пород ОЧВП $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, содержащаяся в монографии И.Л. Жулановой с соавторами [2007], сводится к двум положениям:

- (1) поскольку $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методы используют одну и ту же изотопную систему, "от обоих методов следует ожидать близких результатов" [Жуланова и др., 2007; стр. 291];
- (2) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты по мономинеральным фракциям в некоторых случаях противоречат результатам Rb-Sr, K-Ar и валовых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений, а также представлениям о возрасте палеофлор. В частности, отмечено, что в случае корректности аргон-аргоновых датировок арманская, аркагагинская и чаунская флоры оказались бы сенонскими. Некоторые значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста, соответствующие схеме, построенной на палеоботанических, K-Ar и Rb-Sr данных, признаются "реликтовыми" и имеющими геологический смысл, а остальные - "омоложенными"; иные критерии качества результатов не предлагаются.

В отношении первого критического замечания можно сослаться на мнение большинства мирового научного сообщества, признающего преимущества $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода перед калий-аргоновым [McDougall, Harrison, 1988; Фор, 1989; Kelley, 2002; и многие другие]. Наиболее существенные из этих преимуществ упомянуты выше в этом же разделе. Это – более низкая погрешность определений (примерно на порядок) и возможность оценки возраста закрытия изотопной системы, невзирая на частичную потерю или захват радиогенного аргона. В отношении второго замечания хотелось бы отметить, что факт расхождения результатов, полученных разными методами, еще не позволяет установить, какой именно метод дает ошибку. Более того: имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки вполне *согласуются* со многими результатами K-Ar и Rb-Sr датирования, и расхождение возникает только в результате

специфической интерпретации этих результатов (см. разделы 3.2.1 и 3.2.2). Возраст же многих палеофлор продолжает обсуждаться, и в некоторых из опубликованных схем (таблица 1-3) указанные палеофлоры отнесены именно к турону – сенону.

В.Ф. Белый [2008] обращает внимание на следующие моменты:

- (1) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты по разным минералам, извлеченным из одного образца, иногда различаются на 2-3 млн лет;
- (2) разброс возраста цирконов по результатам точечных определений при SHRIMP U-Pb анализе также достигает нескольких млн лет, в 2.5 раза превышая продолжительность формирования всего Пегтымельского прогиба, установленную по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений;
- (3) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb даты по одному и тому же образцу иногда различаются более, чем на величину аналитической погрешности.
- (4) молодой, относительно существующих палеоботанических схем, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст вулканитов ОЧВП В.Ф. Белый склонен объяснять воздействием крупных нескрытых гранитоидных плутонов.

Различия в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте мономинеральных фракций из одного образца, замеченные В.Ф. Белым, не являются показателем принципиальных недостатков метода, поскольку они перекрываются с учетом погрешности определения. Даже более значимые различия не были бы основанием для отрицания возможностей метода: минералы различаются как температурой закрытия, так и надежностью результатов (например, в паре амфибол-плагиоклаз более достоверными считаются даты по амфиболу). Единичные точечные SHRIMP-анализы по цирконам, взятые в отдельности, недостаточно весомы для выводов о возрасте магматического события. Данный метод предполагает обязательную статистическую обработку результатов [Фор, 1989; Shoene, 2014]. О фактах расхождения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb возрастов одного и того же образца за пределами погрешности определения сказано выше в этом же разделе. Эти расхождения, вероятно, связаны с неточностью оценки констант радиоактивного распада [Renne et al., 1998; Min et al., 2000]. Для решения насущных задач стратиграфии ОЧВП разница оценки возраста в 1-2 млн лет несущественна.

Что касается возможности "омоложения" $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат при воздействии гранитоидных плутонов, то она возможна для отдельных проб из экзоконтактовых зон, но в случае с такими крупными структурами, как Пегтымельский прогиб и Арманское вулканическое поле, ее вряд ли стоит принимать всерьез. Во-первых, значимое воздействие на изотопные системы амфибола и санидина должно было сопровождаться соответствующими изменениями пород, а изученные образцы лишены следов сколь-либо серьезных преобразований. Напротив, присутствие в некоторых породах санидина и, тем более, свежего вулканического стекла [Isplatorov et al., 2004]

указывает на полное отсутствие наложенных изменений. Во-вторых, весьма маловероятно, чтобы при таком масштабе воздействия ни сами гранитоидные плутоны, ни их контактовые ореолы не оказались вскрыты на поверхности. И в-третьих, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста согласуются со стратиграфической последовательностью опробованных геологических тел, а при значимых потерях радиогенного аргона это соответствие было бы неизбежно нарушено.

Статья И.Н. Котляра с соавторами [2013] практически полностью посвящена критике публикации В.В. Акинина и Э.Л. Миллер [2011], в которой результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования впервые были представлены в масштабе всего ОЧВП. Замечания высказаны разноплановые. В данном разделе рассматриваются лишь те из них, которые непосредственно касаются вопроса о применимости U-Pb датирования для исследования стратиграфии ОЧВП:

- (1) для цирконов мезозойского возраста нет возможности определить степень конкордантности/дискордантности результатов – следовательно, все приведенные даты остаются под сомнением;
- (2) высказано положение о том, что широко используемый при расчете результатов U-Pb датирования программный продукт Isoplot [Ludwig, 2005^{а, б}] существенно занижает погрешность оценки возраста. Причиной является недостаточный, по мнению И.Н. Котляра с соавторами, учет неточности оценки отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Тем самым вводятся в заблуждение многочисленные заказчики, "не сведущие в тонкостях математического аппарата" [Котляр и др., 2013, стр. 10]. Надо полагать, что под обманутыми "заказчиками" подразумеваются практически все авторы публикаций, так или иначе использующих результаты U-Pb датирования;
- (3) высокая температура закрытия U-Pb системы циркона именуется "априорным утверждением". Соответственно, высказывается сомнение в устойчивости этой системы к внешним температурным воздействиям;
- (4) детально рассматривая результаты SHRIMP U-Pb датирования проб из Западно-Охотского и Охотского сегментов ОЧВП, И.Н. Котляр с соавторами обращают внимание на разброс данных точечных анализов и критикуют практику отбраковки аномальных результатов. Предлагается считать анализы, показывающие сравнительно молодой возраст, "указывающими время проявления наложенного процесса" [Котляр и др., 2013, стр. 13];
- (5) отмечено, что данные U-Pb геохронологии указывают на различный характер эволюции вулканизма в разных частях Ульинского прогиба. Например, в центральной части этого прогиба формирование еманринской свиты должно было завершиться 94 млн лет назад, а в его юго-восточной части – 103 млн лет назад;

- (б) критикуется оценка максимального возраста нараулийской и арманской свит (92.2 ± 4.2 млн лет) по возрасту наиболее молодой U-Pb даты, полученной для детритовых цирконов из туфопесчаников (отмечен факт дискордантности результатов, по которым была вычислена эта дата).

Из всех перечисленных выше замечаний можно согласиться с последним – действительно, единичное точечное определение U-Pb возраста на приборе SHRIMP, и тем более с дискордантными соотношениями $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, не считается достаточно надежным, чтобы использоваться в качестве возрастного репера. Ко всем прочим замечаниям имеются серьезные возражения.

Утверждение о высокой температуре закрытия U-Pb системы в цирконе ($800\text{-}900^\circ\text{C}$) отнюдь не является априорным. Эта оценка опирается, в частности, на экспериментальные данные о скорости диффузии свинца при различных температурах [Cherniak, Watson, 2000; Dahl, 1997; Mezger, Krogstad, 1997]. Диаграмма, показывающая зависимость диффузионных потерь свинца от температуры, приведена на рис. 3-б. Согласно этой диаграмме, для потери всего лишь 1% свинца кристалл циркона размером 0.1 мм надо выдерживать при температуре около 800°C в течение миллиона лет. Такие условия возможны лишь в ближней зоне экзоконтактовых изменений крупного интрузива, и, без сомнения, структура породы в подобных условиях будет существенно преобразована. К сказанному можно добавить, что положение о значимых нарушениях изотопных систем цирконов ОЧВП не подтверждено никаким фактическим материалом. Практически все полученные значения U-Pb возраста хорошо согласуются с наблюдаемыми структурными взаимоотношениями геологических тел (см. ниже). По этой причине представляется маловероятным, чтобы возраст значительной части цирконов, извлеченных из пород ОЧВП, оказался дискордантным – несмотря на то, что в мезозойском интервале возраста различить конкордантные и дискордантные возраста на стандартной диаграмме Везерилла действительно сложно.

Программный пакет Isoplot [Ludwig, 2005^{a, б}] составлен с использованием общепринятых алгоритмов расчета погрешности определений изотопного возраста [Ludwig, 1980]. Результаты определения U-Pb возраста с использованием данного программного продукта, сотнями публикуемые по всему миру, в ряде случаев подтверждаются независимыми методами оценки возраста пород [Geochronology..., 2014]. В любом случае, для столь решительного дезавуирования методики, широко используемой по всему миру, требуются более серьезные доказательства, чем расхождение результатов U-Pb определений с избранными K-Ar и Rb-Sr датами, а также с предполагаемым возрастом некоторых флористических комплексов отдельно взятого региона.

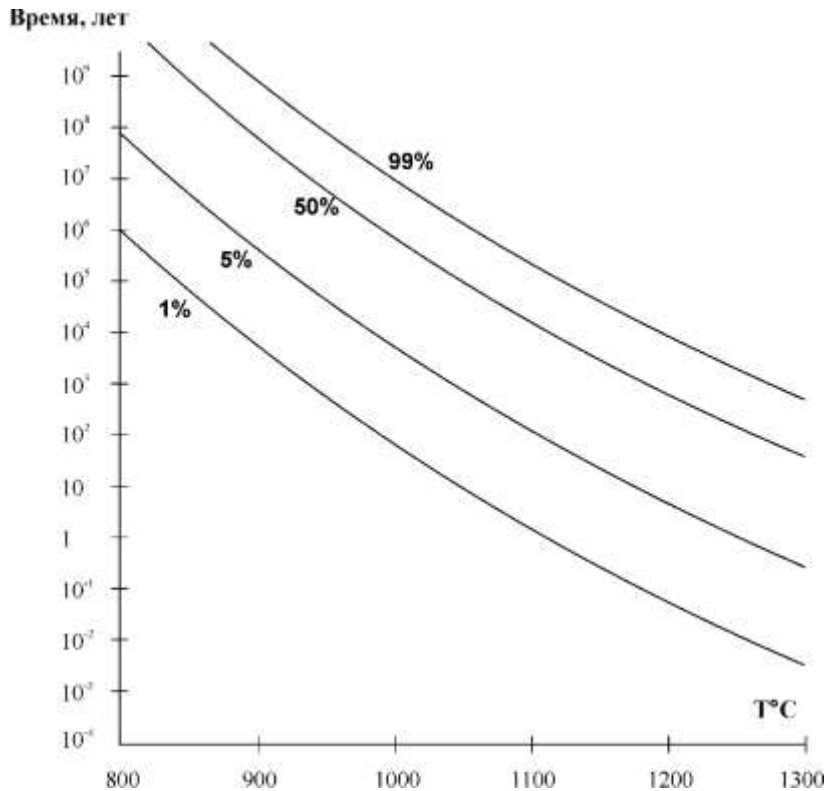


Рис. 3-6. Диаграмма T°C – время, показывающая диффузионные потери свинца зерном циркона размером 0.1 мм [Crank, 1975; Cherniak, Watson, 2000]

При анализе U-Pb систем на приборах высокого разрешения (SHRIMP, SIMS) отдельные точечные анализы, действительно, нередко выпадают из общего кластера (рис. 3-7). Эти аномалии обычно интерпретируются как следствие захвата областью анализа локальных дефектов (микротрещин, включений) с изотопными отношениями, нетипичными для данного кристалла. В некоторых случаях результаты точечного анализа единого, внешне гомогенного кристалла распадаются на сопоставимые по численности группы со значимо различным возрастом. Такие случаи принято связывать с захватом значительного количества ксеногенных цирконов (ксенокристов), либо с вхождением в состав магматического циркона древнего радиогенного свинца протолита, либо с длительной кристаллизацией цирконов при температуре, близкой к температуре закрытия изотопной системы [Фор, 1986; Bryan et al., 2008, White, 2015]. К подобным результатам исследователи относятся с некоторой долей осторожности. Однако единичные отскоки, подобные показанным на рис. 3-7, не принято рассматривать как признак непригодности данного материала для оценки возраста закрытия U-Pb системы исследуемого кристалла.

Наконец, факт расхождения результатов датирования с прежними, сравнительно простыми геохронологическими моделями каких-либо структур (как в случае с Ульяновским прогибом), сам по себе не указывает на недостатки метода. Разумеется, если полученные результаты согласуются между собой и не противоречат прямым структурным взаимоотношениям геологических тел.

В заключение дискуссии хотелось бы обратить внимание читателя на главный аргумент, подтверждающий валидность U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования как возможной основы геохронологической модели данной магматической провинции. К началу 2017 года опубликованы результаты 87 U-Pb и 52 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок¹ различных комплексов ОЧВП [Moll-Stalcup et al., 1995; Kelley et al., 1999; Calvert, 1999; Spicer et al., 2002; Ispolatov et al., 2004;

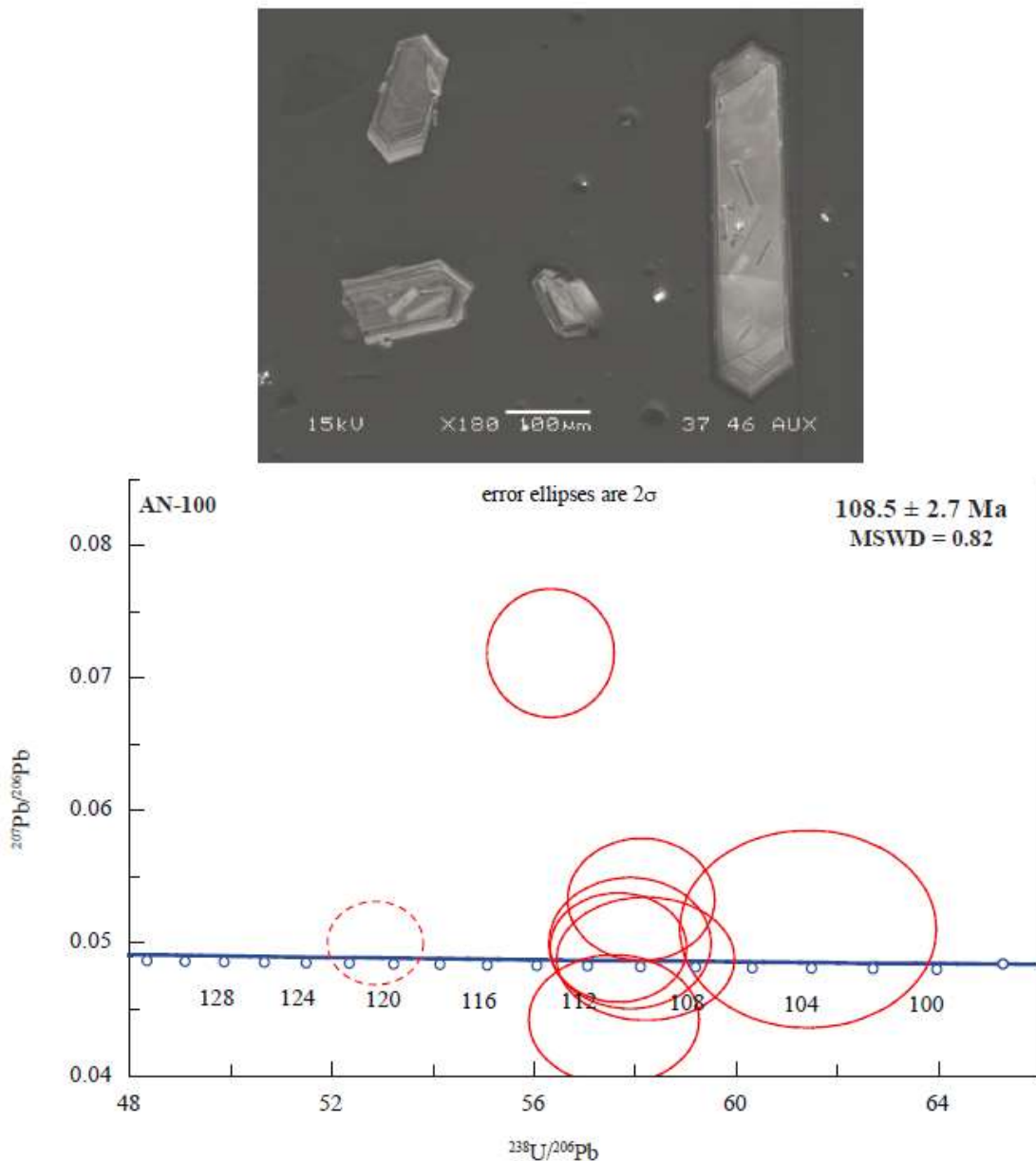


Рис. 3-7. Пример результатов SHRIMP U-Pb анализа цирконов с аномальными значениями для отдельных точек [Miller et al., 2009]. Вверху – катодоллюминесцентные изображения анализировавшихся цирконов, внизу – диаграмма Тера-Вассербург с результатами анализа. Размер эллипсов соответствует величине 2σ . Возраст рассчитан по конкордантным результатам, перекрывающимся в пределах этой погрешности.

¹ В число $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок не включены определения по валовым пробам, уступающие в точности и надежности определениям по мономинеральным фракциям

Hourigan, Akinin, 2004; Akinin, Calvert, 2005; Акинин, Ханчук, 2005; Петров и др., 2006; Тихомиров и др., 2006, 2008; Мишин и др., 2008; Tikhomirov et al., 2008, 2012; Сахно и др., 2010^a; Акинин, Миллер, 2011; Акинин и др., 2007, 2015; Pease et al., 2017]. *Случаи явного противоречия всех этих датировок наблюдаемым структурным взаимоотношениям геологических тел не выявлены.* То есть, значения возраста, полученные для образцов одного и того же геологического тела или родственной группы тел, совпадают в пределах аналитической погрешности [напр., Pease et al., 2017]. Снизу вверх по разрезу значения изотопного возраста пород убывают, а секущие тела столь же неизменно оказываются моложе прорванных ими стратифицированных образований. Единственным, на момент написания данной работы, исключением является $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст биотита из туфа пыкарваамской свиты, который составляет 88.9 ± 0.8 млн лет [Kelley et al., 1999], в то время как для расположенной ниже по разрезу кытапкайской свиты самая древняя из $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат не превышает 87.59 ± 0.22 млн лет [Ispolatov et al., 2004]. Однако даже столь небольшое расхождение объясняется вполне рациональными причинами: анализ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ отношения в данном биотите выполнен методом полного плавления, а не ступенчатого нагрева, поэтому вполне возможно, что дата удревнена из-за захвата небольшого количества избыточного ^{40}Ar .

Своей согласованностью с результатами полевых наблюдений данные U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования принципиально отличаются от результатов, полученных K-Ar методом, для которых расхождения со структурными взаимоотношениями – обычное явление [Геолого-радиологическая..., 1973; Загрузина, Матвеевко, 1974; Матешко и др., 1984ф; Гензе и др., 1990ф; Устинов и др., 1994ф, и другие]. В случае нарушения изотопных систем, которое, по утверждению оппонентов, носит массовый характер, подобная согласованность результатов была бы исчезающе маловероятной. Поэтому автор настоящей диссертационной работы присоединяется к мнению коллег [Bain, Draper, 1997; Pankhurst et al., 2000; Ispolatov et al., 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Акинин, Миллер, 2011], считающих *U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста наиболее приемлемой основой для геохронологических схем древних континентальных вулканических провинций.*

3.3. Результаты магнитостратиграфических исследований ОЧВП

В качестве дополнительного инструмента стратиграфической корреляции континентальных образований, бедных фаунистическими остатками или вовсе их лишенных, нередко используются методы, связанные с определением направления вектора остаточной намагниченности пород [Opdyke, Channel, 1996; Молостовский, Храмов, 1997]. Попытки использования магнитостратиграфических методов для уточнения возраста стратонов ОЧВП предпринимались с конца 1980-х гг. Их результаты отражены в нескольких публикациях

[Райкевич, 1995; Белый, Белая, 1998; Белый, 2002; Stone et al., 2009; Otofujii et al., 2015]. Наиболее детально этот вопрос рассмотрен в работе [Stone et al., 2009], где результаты палеомагнитных исследований вулканитов бассейна р. Энмываам (Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП) приведены в комплексе с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датами по валовым пробам. По этим данным составлена схема привязки изученного разреза (с видимой общей мощностью около 3 км) к общемировой шкале инверсий геомагнитного поля [Gradstein et al., 2004] (рис. 3-8). Несложно заметить, что такой вариант интерпретации отнюдь не является единственным, особенно если учесть недостатки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по валовым пробам (на рис. 3-8 линии корреляции, противоречащие общей схеме, показаны пунктиром). Исследования не выявили значимого изменения положения виртуального магнитного полюса за время формирования доступных изученных вулканогенных толщ. Было установлено, что большая часть разреза ОЧВП накапливалась в эпоху (или эпохи) прямой полярности магнитного поля, и лишь часть разреза эмунартской свиты намагничена в обратном направлении. Учитывая результаты изотопного датирования, можно с высокой степенью вероятности предположить, что формирование эмунартской свиты происходило (как минимум, частично) в период с 84 до 79 млн лет назад, в эпоху обратной полярности магнитного поля Земли. "Верхние базальты", для которых получены палеомагнитные данные (энмываамская свита), накапливались в эпоху прямой полярности, предположительно в интервал 79-73 млн лет.

Очевидно, что сами по себе результаты палеомагнитных исследований, без данных изотопной геохронологии, сложно использовать при решении проблем стратиграфии вулканитов – в частности, потому, что скорость накопления континентальных вулканогенных толщ очень резко меняется во времени и по латерали. Возможно, именно с этим обстоятельством связана сравнительно небольшое количество печатных трудов, посвященных палеомагнитным исследованиям ОЧВП.

* * *

Подводя итог обзору методов, используемых для оценки возраста стратонив ОЧВП, необходимо признать, что возможности палеоботанических и палеомагнитных методов нередко оказываются весьма ограниченными. Возраст некоторых палеофлор не установлен уверенно и продолжает дискутироваться. Палеоботанические методы дают представление о временном интервале формирования всего Охотско-Чукотского пояса, но зачастую не обеспечивают надежных корреляций на более детальном уровне. Из радиоизотопных методов два, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по фракциям санидина, амфибола и биотита (с использованием ступенчатого отжига), и SHRIMP (или SIMS) U-Pb по циркону, значительно превосходят прочие методы точностью и надежностью датировок. При отсутствии значимых расхождений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb дат с наблюдаемыми структурными взаимоотношениями геологических тел они способны составить

основу для *новой геохронологической модели ОЧВП*, и есть основания считать, что эта модель будет более совершенной, чем та, что на данный момент считается официально принятой [Решения..., 2009].

Поставленная задача требует внушительных ресурсов, в первую очередь финансовых, учитывая стоимость $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок. Ее реализация в масштабах всего 3000-километрового Охотско-Чукотского пояса займет долгие годы. Тем не менее, в течение последнего десятилетия прецизионные методы датирования позволили пересмотреть многие положения, касающиеся истории ОЧВП и прочих магматических провинций Северо-Востока Азии. Результаты исследований, проведенных с участием автора настоящей работы, приведены в разделе 3.5. Изложению фактического материала предшествует обобщенное описание технических аспектов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования.

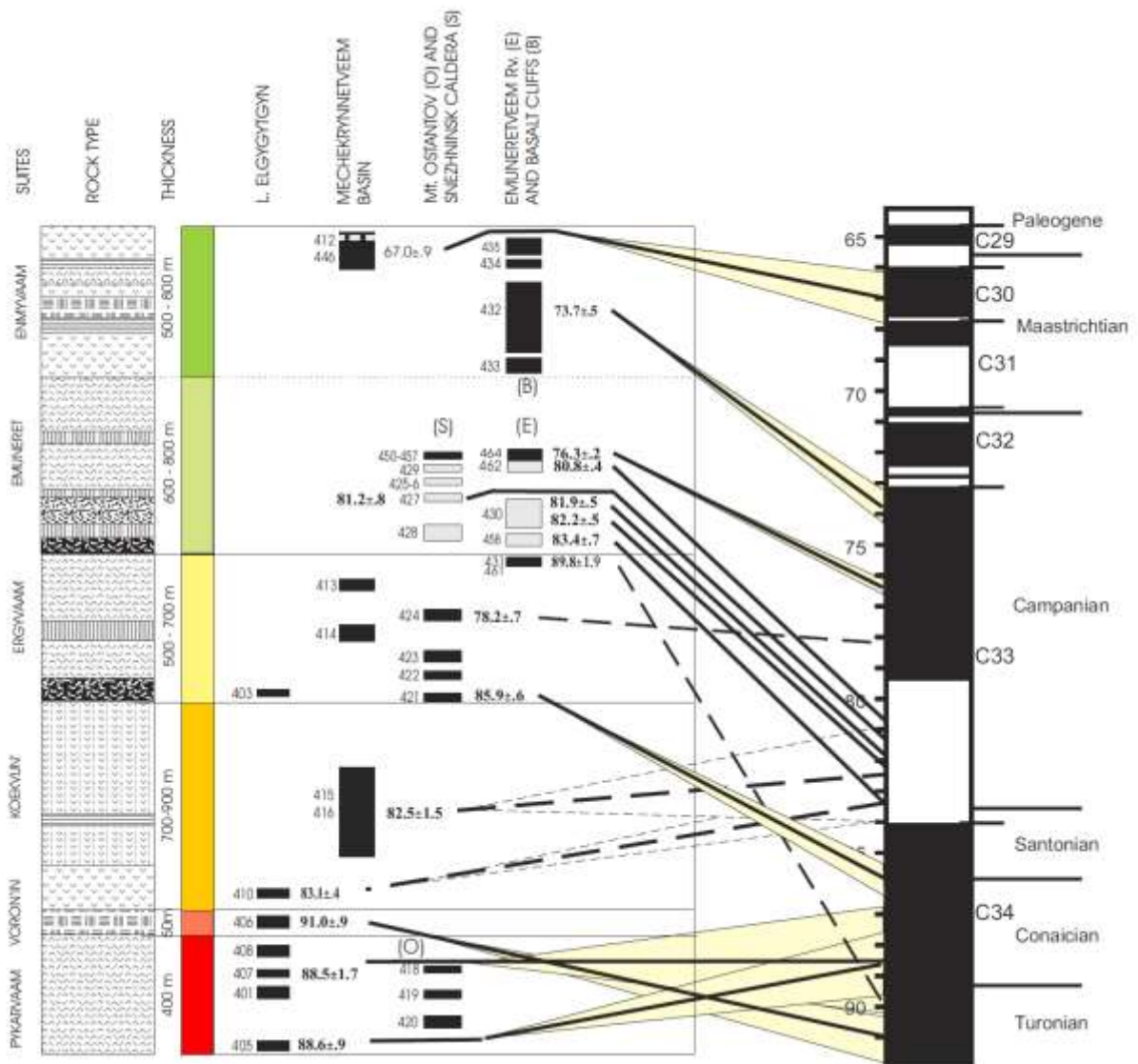


Рис. 3-8. Результаты магнестратиграфического исследования вулканитов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП в окрестностях оз. Эльгыгытгын и в верхнем течении р. Энмываам [Stone et al., 2009]. Предполагаемая привязка изученных образцов к разрезу и к шкале инверсий геомагнитного поля [Gradstein et al., 2004] показана вместе с результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования валовых проб.

3.4. Описание аналитических процедур

3.4.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод

Как показано в разделе 3.2, из аргон-аргоновых датировок наиболее надежны результаты, полученные по мономинеральным фракциям санидина, амфибола и биотита. Вулканиды ОЧВП, обычно измененные фумарольными процессами, далеко не всегда содержат эти минералы в свежем состоянии. Степень гидротермальной переработки пород обычно снижается вверх по разрезу, поэтому подходящий для датирования материал легче найти в верхних стратонах вулканического пояса. Среди относительно молодых вулканидов нередки даже кайнотипные, со свежим стеклом породы, обычно имеющие кислый состав (местные геологи традиционно именуют их витрофирами). Именно такие породы наиболее перспективны на извлечение фракций для аргонового датирования – разумеется, в тех случаях, когда они содержат вкрапленники или кристаллокласты (рис. 3-9). Возможно присутствие свежих минералов и в девитрифицированных вулканидах, поскольку стекло в общем случае менее устойчиво к изменениям, чем кристаллические фазы.

Выделение мономинеральных фракций осуществляется после дробления (в ручной ступке, во избежание возможного заражения проб) и просеивания; обычно используется фракция 90-200 мкм. Дальнейшая обработка проб включает очистку в ультразвуковой ванне и многократную промывку спиртом и деионизированной водой. Если материала для анализа требуется немного (до 30-40 зерен), он отбирается вручную под биноклем. Если требуется более представительная навеска, используются магнитные сепараторы и тяжелые жидкости (в зависимости от отбираемой фазы) с последующей ручной дочисткой. Для внутреннего контроля результатов полезно отбирать для анализа несколько различных фаз из одного и того же образца.

Отобранные мономинеральные фракции вместе с монитором (обычно используется межлабораторный эталон, например, биотит МАС-83 [Sandeman et al., 1999] заворачивается в алюминиевую фольгу, помещается в алюминиевый контейнер и облучается быстрыми нейтронами в ядерном реакторе. Время облучения составляет от 10 до 40 часов. Затем образец и монитор помещаются в камеру установки для анализа, где они нагреваются (обычно с помощью лазерной установки): монитор - до плавления, образец - постепенно, для последовательного анализа выделяющихся фракций газа. Выделившийся газ после очистки поступает в масс-спектрометр. Перед каждым замером проводится холостой опыт, и полученные значения вычитаются из результата. При этом величины бланков не должны превышать определенных значений. Наблюдаемые значения изотопных отношений экстраполируются на время помещения газа в масс-спектрометр. Для каждого образца рассчитываются значения параметра J исходя из значений, полученных по стандартам. При расчетах вносятся поправки на

присутствие атмосферного аргона (по измеренному $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) и на образование ^{40}Ar , ^{39}Ar и ^{36}Ar из калия, кальция и хлора в ходе ядерных реакций [Onstott, Peacock, 1987; Roddick, 1983]. Значения возраста проб и погрешность их определения вычисляются по формулам из Dalrymple et al. [1981], с использованием констант, рекомендованных в работе Steiger and Jäger [1977].



Рис. 3-9. Кайнотипный спеченный риолитовый туф – пример хорошего материала для извлечения мономинеральных фракций на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование.

Для фракций санидина, сравнительно хорошо сохраняющего радиогенный аргон, метод ступенчатого отжига нередко заменяют методом полного плавления индивидуальных зерен [напр., Isolatov et al., 2004], что позволяет повысить точность определений, используя статистическую обработку результатов. Погрешность оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста мезозойских пород сравнительно невелика, от нескольких сотен тысяч лет до 1-2 млн лет.

Детали аналитической процедуры и параметры приборов, используемых разными лабораториями, могут различаться. Определения возраста, выполненные с участием автора данной диссертации, произведены на масс-спектрометрах MAP 215-50 (лаборатория университета Нью-Мексико, Сокорро, США; аналитик В.О. Исполатов), MAP 216 (лаборатория Ar-Ar геохронологии университета Queen's, Кингстон, Канада; аналитик П. Александер), Micromass 5400NG (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск; аналитик А.В. Травин).

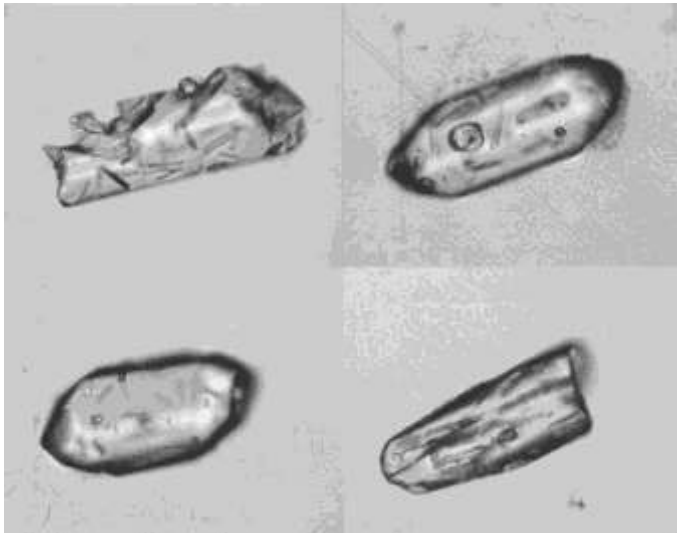
3.4.2. U-Pb метод

Цирконы, пригодные для датирования, можно выделить из вулканитов, присутствующих во всех главных стратонах ОЧВП. В первую очередь речь идет о кремнекислых породах, где циркон является одной из наиболее распространенных акцессорных фаз. Обычно для SHRIMP-датирования оказывается достаточно цирконов, содержащихся в небольших, по 200-400 г, образцах кислых магматитов. Желательно использовать образцы, содержащие не менее 10-15% вкрапленников или кристаллокластов; доля литокластов в пирокластических породах должна быть минимальной по причине возможного присутствия чужеродных цирконов. При массе пробы от 7-10 кг кристаллы циркона обычно удается выделить и из андезитов. В базальтах цирконы встречаются редко, и приходится иметь в виду возможность их ксеногенного происхождения.

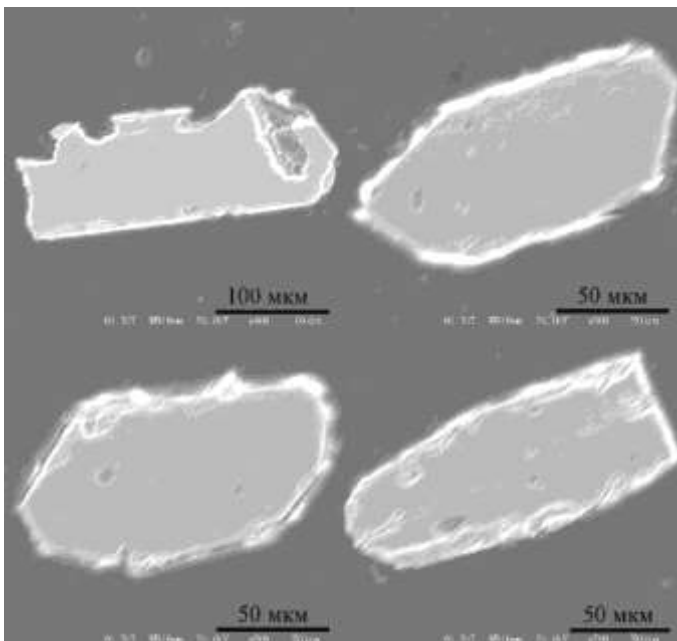
Дробление проб, как и в случае с монофракциями для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, предпочтительнее выполнять в ручной ступке, чтобы минимизировать возможность загрязнения пробы. Высокий удельный вес циркона позволяет отмывать его из подробленных проб обычным лотком или миской, но чаще используется сепарация немагнитной фракции определенного размера (как правило, 90-200 мкм) в тяжелых жидкостях. Окончательный отбор зерен для анализа осуществляется вручную под бинокляром. Наличие нескольких групп кристаллов, различающихся визуально (по габитусу и окраске) осложняет анализ, поскольку разные группы могут иметь разный возраст. В таких случаях, как правило, требуется более солидная статистика точечных определений, чем при анализе цирконов, однородных по облику. Отобранные кристаллы помещаются в шашки из эпоксидной смолы, шлифуются до вскрытия центральных зон и полируются. Подготовленные таким образом препараты изучаются в проходящем свете. При выборе участков для анализа необходимо учесть расположение включений, которые в цирконах вулканитов весьма обильны (рис. 3-10а). Анализируемый участок (для SHRIMP и SIMS он обычно имеет диаметр 10-30 мкм) должен быть свободен от включений и трещин. Также необходимо, чтобы поверхность анализируемого участка было ровной и горизонтальной, поскольку ее рельеф влияет на траектории вторичных ионов и в итоге – на точность анализа. Для контроля рельефа поверхности препараты фотографируются под электронным микроскопом (рис. 3-10б). Наконец, установление возраста магматического события требует исключения из анализа древних унаследованных ядер цирконов. Обычно такие ядра заметны на катодолюминесцентных изображениях (рис. 3-10в) и в отраженных электронах. В вулканитах ОЧВП унаследованные ядра цирконов встречаются редко, что существенно облегчает интерпретацию результатов анализа.

Подготовленные для анализа шашки покрываются золотым напылением. Определение изотопных отношений выполняется на масс-спектрометрах с вторично-ионной эмиссией

а



б



в

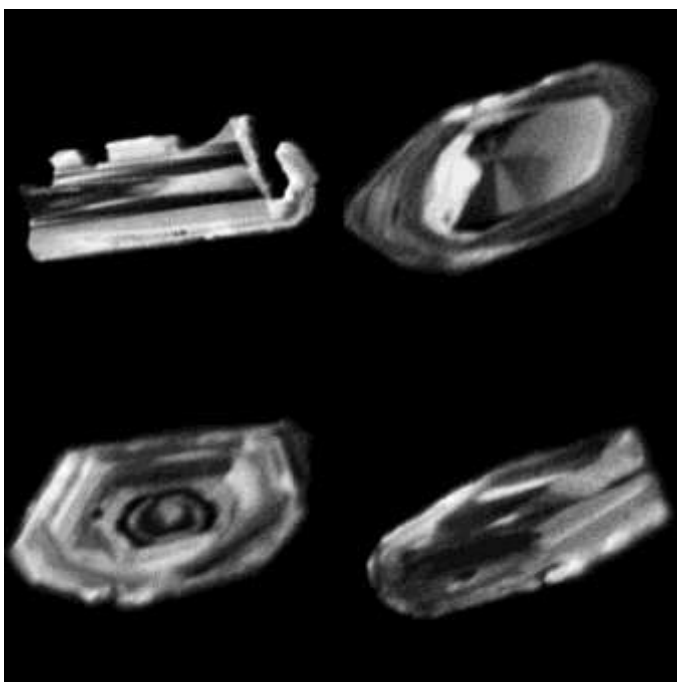


Рис. 3-10. Фотографии цирконов, выделенных из кремнекислых вулканитов ОЧВП (а – в проходящем свете, б – в изображении сканирующего электронного микроскопа, в – в катодолюминесцентном изображении)

(SHRIMP, SIMS). Методика ионного микроанализа разработана в Австралийском национальном университете [Compston et al., 1984; Williams, 1998]. Параметры процесса в каждом конкретном случае могут различаться в зависимости от типа установки и выбранного размера анализируемой области. На установках SHRIMP и SIMS, обеспечивающих наименьшую погрешность точечных определений, эмиссия вторичных ионов вызывается потоком ионов кислорода, сфокусированном на образце, при силе тока от 3 до 25 нА. Вторичные ионы поступают в масс-спектрометр, измеряющий высоту пиков для ряда ионов (обычно это $^{196}\text{(Zr}_2\text{O)}$, ^{204}Pb , фон (204.5 единиц атомной массы), ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , $^{248}\text{(ThO)}$ и $^{254}\text{(UO)}$). Существуют варианты одноколлекторных масс-спектрометров, в которых пики измеряются последовательно, и мультиколлекторных, позволяющих производить замеры одновременно. После каждого третьего-пятого цикла анализов исследуемого образца проводится измерение стандарта, чтобы выдержать калибровку в течение рабочей смены. Для однородных по составу и возрасту цирконов надежное определение обеспечивают 10 точечных определений на образец. В некоторых особо благоприятных случаях считается достаточным и меньшее количество точек (от 4). При интерпретации результатов используются различные версии программ SQUID и ISOPLOT. При подготовке данной работы использовались SQUID 1.13 [Ludwig, 2005^a] и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005^b]. Если анализ показывает значимые содержания ^{204}Pb , являющегося монитором обыкновенного свинца, результаты анализа корректируются по модели Стейси и Крамерса [Stacey, Kramers, 1975]. Погрешность (2σ) оценки возраста мезозойских цирконов обычно составляет 1-2 млн лет.

Более 90% опубликованных к настоящему времени датировок цирконов магматических пород ОЧВП получены на установках: SHRIMP-RG (Открытая лаборатория Стэнфордского университета и Геологической службы США; аналитик В.В. Акинин), SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; аналитики Е.Н. Лепехина, А.Н. Ларионов) и HR-SIMS CAMECA 1270 (лаборатория PML института ISEI, университет Окаяма, Мисаса, Япония; аналитик П.Л. Тихомиров).

С середины 2000-х гг. в печати, преимущественно в англоязычных изданиях, появляются публикации с результатами LA-ICPMS датирования детритовых цирконов из обломочных пород Северо-Востока Азии [Miller et al., 2006, 2008; MacLean et al., 2009]. Специфика данного метода заключается в том, что материал образца сначала выжигается лазером, а затем помещается в установку масс-спектрометрического анализа с использованием индуктивно-связанной плазмы (ICPMS). При большем, чем у установок SHRIMP, размере анализируемой области (30-40 мкм против 10-30 мкм) и более высокой погрешности (в мезозойском интервале возрастов величина 1σ для большинства точечных определений превышает 10 млн лет), метод LA-ICPMS отличается гораздо более высокой производительностью. За 6-часовую смену

удается сделать сотни точечных определений, против 8-12 у SHRIMP и SIMS. Это позволяет с успехом использовать статистические методы обработки результатов, выявляя группы (популяции) цирконов с различным возрастом. Помимо изотопного возраста, в расчет принимаются величина Th/U отношения и облик цирконов на катодолюминесцентных изображениях (в частности, это позволяет отличить, в первом приближении, магматические цирконы от метаморфических). LA-ICPMS методом, в принципе, можно датировать и цирконы магматических пород ОЧВП (к этому, в частности, располагает относительная редкость древних ядер). Первые шаги в этом направлении сделаны, но соответствующие публикации на момент написания данной работы не изданы.

3.5. Некоторые результаты применения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования при изучении геохронологии мезозойского магматизма Северо-Востока Азии

В последующих разделах данной главы приводятся примеры наиболее существенных находок, обязанных применению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов. Порядок описания изученных геологических комплексов не соответствует хронологической последовательности их формирования. В первую очередь представлены результаты исследования наиболее крупной магматической провинции региона – Охотско-Чукотского пояса, затем приведены сведения о некоторых более древних (позднеюрских и раннемеловых) магматических провинциях. В каждом из разделов обсуждению результатов изотопного датирования предшествует краткий обзор геологического строения изученного района. Названия и возраст стратиграфических подразделений и плутонических комплексов, а также мощности стратонов даны в соответствии с [Варламова и др., 2004ф], за исключением особо оговоренных случаев. Значения изотопного возраста, упоминающиеся в тексте, приведены с указанием погрешности, соответствующей 2σ . Описание петрографических и геохимических особенностей пород требует отдельного рассмотрения и вынесено в главу 5.

3.5.1. Геохронология Охотско-Чукотского вулканического пояса

Разработка геохронологической модели ОЧВП на основе результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определений была главным направлением исследований, предпринимавшихся автором данной работы в течение двух последних десятилетий. Стимулом к развитию этого направления послужили первые опубликованные результаты прецизионных датировок, обнаружившие весомое расхождение с принятыми стратиграфическими схемами [Moll-Stalcup et al., 1995; Lane et al., 1998; Kelley et al., 1999; Акинин и др., 2000]. Первая публикация по данной теме, подготовленная автором вместе с В.О. Исполатовым (в то время аспирантом Университета Нью-Мексико, США) и И.Ю. Черепановой (ведущим геологом Чаунского горно-геологического предприятия), датирована 2000 г. [Исполатов и др., 2000]. За последующие 17 лет количество

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определений возраста магматитов ОЧВП возросло многократно, и к моменту написания данной работы превышает две сотни. Изученность сегментов ОЧВП с использованием данных методов весьма различна (рис. 3-11). Наибольшее количество $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок получено для Центрально-Чукотского и Охотского сегментов ОЧВП, а для Пенжинского сегмента их нет ни одной. Имеющиеся данные позволяют скорректировать стратиграфические схемы и оценить продуктивность вулканизма для отдельных участков Охотско-Чукотского пояса. Общие закономерности эволюции данной геоструктуры выявлены пока лишь в ранге тенденций.

Ниже представлены результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb возраста вулканических и плутонических пород ОЧВП, полученные с участием автора настоящей работы, и обсуждаются возможные изменения соответствующих стратиграфических схем. Основное внимание уделено геохронологии северной части ОЧВП (Центрально-Чукотский, Анадырский и Восточно-Чукотский сегменты), но для дискуссии о динамике формирования всего Охотско-Чукотского пояса привлечены все доступные опубликованные результаты. Изложению фактического материала предшествует обзор современных представлений о стратиграфии ОЧВП.

Краткий обзор современных стратиграфических схем ОЧВП, разработанных без привлечения данных прецизионной геохронологии

Латеральная изменчивость разрезов Охотско-Чукотского пояса и затруднения с оценкой возраста вулканогенных толщ (см. раздел 3.1) определяют разнообразие вариантов их стратиграфического расчленения. Схемы, предложенные разными исследователями для смежных (а иногда и для одних и тех же) участков вулканического пояса, нередко оказываются весьма различными. Ситуацию наглядно отражает рис. 3-12, где сведены данные о возрасте стратонов ОЧВП, взятые из серийных легенд к государственным геологическим картам масштаба 1:200 000. Очевидно, что составители легенд не достигли согласия ни во взглядах на возраст отдельных стратонов, ни в представлениях о времени формирования разных отрезков ОЧВП. Опубликованные варианты стратиграфических схем ОЧВП также нередко противоречат друг другу [Белый, Белая, 1998; Филатова, 1988; Решения..., 2009; Жуланова и др., 2007]. Нижняя возрастная граница различных фрагментов вулканического пояса меняется от титона до позднего альба, а верхняя – от турона до маастрихта. Некоторые из подобных разногласий объясняются различным подходом исследователей к разделению комплексов Удско-Мургальского пояса и ОЧВП. Можно также допустить, что определенный вклад в разнообразие оценок возраста ОЧВП вносят и объективные факторы (разные сегменты ОЧВП могли формироваться асинхронно). Однако представления о возрасте одних и тех же стратонов тоже зависят от предпочтений составителей схем. Например, легенда Анюйско-Чаунской серии предполагает формирование нырвакинской толщи в позднем альбе, Пыкарваамской серии –

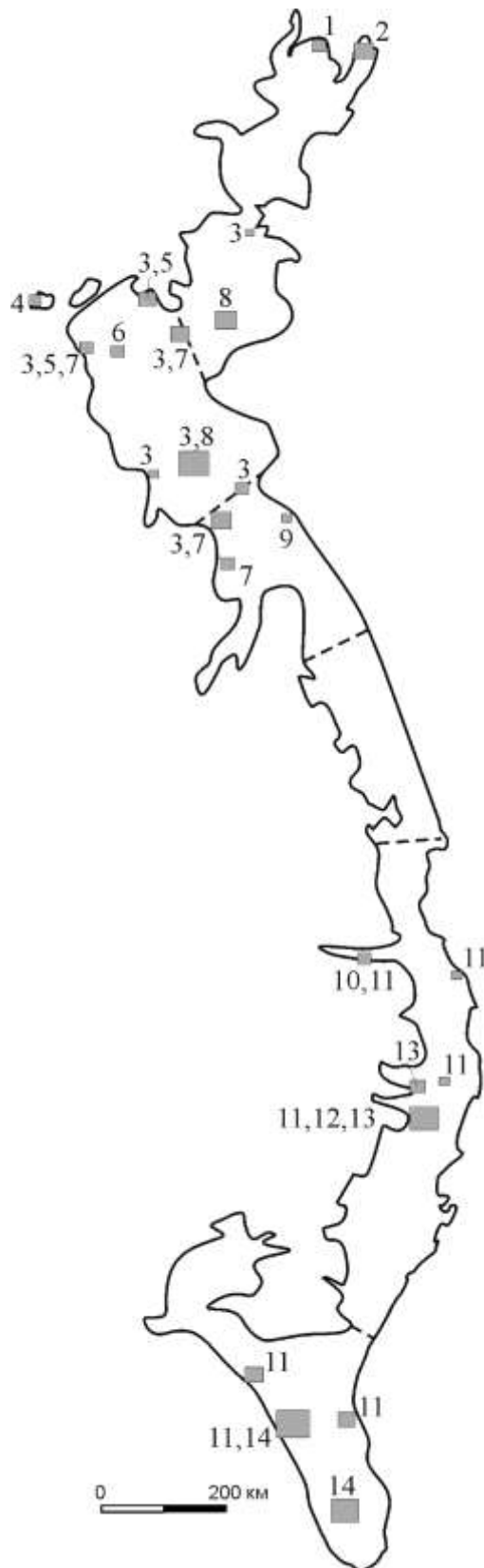


Рис. 3-11. Расположение в пределах ОЧВП участков отбора проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций и U-Pb датирования цирконов. Цифрами показаны публикации, в которых опубликованы соответствующие результаты: 1 – [Calvert, 1999; Akinin, Calvert, 2002]; 2 – [Pease et al., 2017]; 3 – [Tikhomirov et al., 2012]; 4 – [Moll-Stalcup et al., 1995; Lane et al., 1998]; 5 – [Исполатов и др., 2000; Ispolatov et al., 2004]; 6 – [Kelley et al., 1999]; 7 – [Тихомиров и др., 2006]; 8 – [Сахно и др., 2010]; 9 – [Мальшева и др., 2012]; 10 – [Петров и др., 2006]; 11 – [Акинин, Миллер, 2011]; 12 – [Akinin et al., 2014]; 13 – [Hourigan, Akinin, 2004]; 14 – [Мишин и др., 2008].

в позднем альбе – сеномане, а [Решения..., 2009] и [Котляр, Русакова, 2004] – в раннем-среднем альбе. Возраст экитыкинской свиты варьирует от позднеальбского до туронского, нараулийской – от ранне-среднеальбского до сеноманского, и т.д.

Официально принятыми считаются возраста стратонов, представленные в "Решениях 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по Северо-Востоку России" [2009]. Соответствующие корреляционные стратиграфические схемы для альбских и позднемеловых образований северной части ОЧВП представлены на рис. 3-13. Данные материалы, по своей сути, отражают не компиляцию современных представлений, а лишь одну из существующих точек зрения (В.Ф. Белого и его последователей). В отношении методологической базы [Решения..., 2009] вряд ли имеют какое-либо преимущество перед прочими работами по стратиграфии ОЧВП, опубликованными в течение последних 15-20 лет. Отчасти, возможно, поэтому легенды к геологическим картам масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000, изданным после Третьего стратиграфического совещания [Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012], используют схемы, заметно отличающиеся от схем, предложенных в [Решения..., 2009]. Для сравнения на рис. 3-14 приведены корреляционные схемы для альба и позднего мела Чукотского АО, составленные коллективом ФГУГП "Георегион" (г. Анадырь) на основе материалов легенд Анюйско-Чаунской, Олойской, Пыкарваамской и Чукотской серий листов. Именно эти схемы были взяты за основу при составлении комплекта геологических карт масштаба 1:500 000 на территорию Чукотского АО [Варламова и др., 2004ф].

Детальный анализ сильных и слабых сторон существующих стратиграфических схем ОЧВП занял бы слишком много места и времени. Тем более, что, как показано в разделе 3.1, имеющая место недостаточная надежность использовавшихся возрастных реперов делает такую

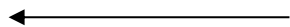


Рис. 3-12. Корреляционная схема образований ОЧВП и его основания согласно серийным Легендам к геологическим картам РФ масштаба 1:200 000 [Котляр, Русакова, 2004; приведено к геохронологической шкале Gradstein et al., 2004]. 1 – стратоны, отнесенные авторами легенд к ОЧВП, 2 – стратиграфические перерывы, 3 – стратоны "предвулканогенной молассы", 4 – стратоны мезозойд Верхояно-Чукотской складчатой области. Жирной линией обведены возрастные границы ОЧВП в интерпретации авторов различных серийных легенд.

Цифрами показаны комплексы, свиты и толщи: 1 – нараулийский, 2 – первомайский, 3 – парнинская, 4 – таватумский, 5 – юмский, 6 – чинганджинский, 7 – кананыгинский, 8 – нанкалинский, 9 – хольчанский, 10 – хирумкинский, 11 – айгурская, 12 – топтанская, 13 – зоринская, 14 – надеждинский, 15 – парнинская, 16 – тайночинский, 17 – вархаламский, 18 – туромчинский, 19 – широкоинский, 20 – ичевеемская, 21 – гольцовский, 22 – чайваеемский, 23 – леводручакская, 24 – игреннейский, 25 – хайокланский, 26 – куньвеемский, 27 – тылхойский, 28 – вилюйкинский, 29 – ильваваамский, 30 – инаольгинский, 31 – каменикский, 32 – чимчемемельская, 33 – каленьмуваамская, 34 – пыкарваамская, 35 – вороньинская, 36 – коэжвуньская, 37 – левтутувеемский, 38 – алькаквуньский, 39 – нотарэлянский.

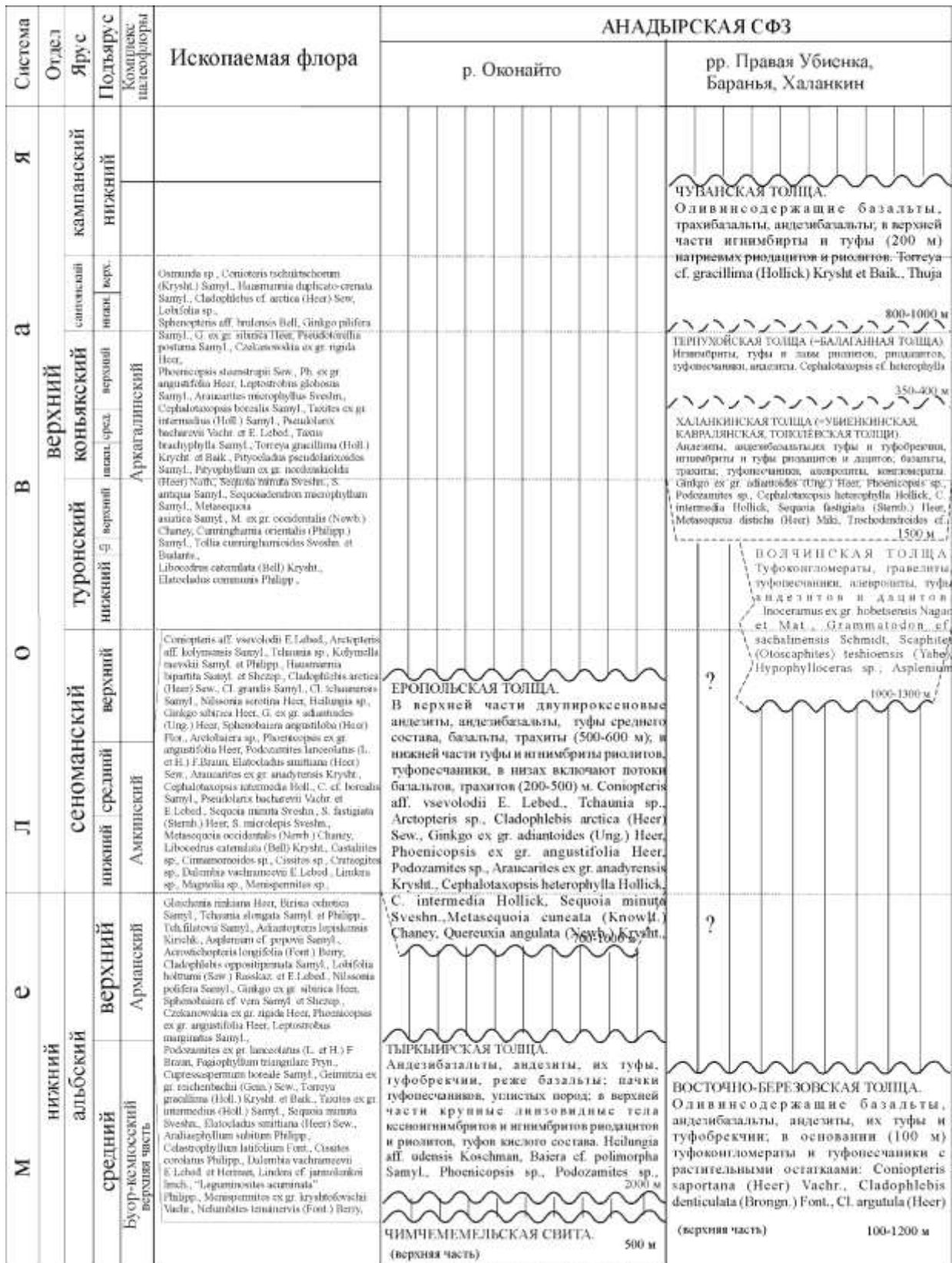


Рис. 3-13. Схемы стратиграфической корреляции для альба и верхнего мела Охотско-Чукотской структурно-фациальной области [Решения..., 2009]. Границы структурно-фациальных зон соответствуют границам сегментов ОЧВП, по В.Ф.Белому [1977] (рис. 2-1). Волнистой линией показаны поверхности несогласий. Вертикальная штриховка – перерывы в накоплении стратифицированных образований.

Система		АНАДЫРСКАЯ СФЗ											
Отдел		Рр. Нембонда, Ильгувсем			правобережье р. Еропол, верховья рр. Мургаль			рр. Мургаль, Кожан, Хиузная					
Ярус		кампанский		нижний									
Подъярус		верх.		нижний									
Комплекс палеофлоры		Арматинский		Аркагалинский									
М	нижний альбский	средний	Буор-кемосский верхняя часть	Арманский	ИЛЬГУВЕЕВСКАЯ ТОЛЩА. Базальты, их туфы и туфобрекчи, туфопесчаники. <i>Cladophlebis</i> sp.,		500 м						
					ТЕЛЕНЕУТСКАЯ ТОЛЩА. Туфы андезитов, андезибазальтов, дацитов, туфопесчаники, туфоконгломераты. <i>Coniopteris</i> cf. <i>compressa</i> Vassil., <i>Tschaunia petiolipinnulata</i> (Vassil. et K.-M.) Samyl., <i>Heilungia</i> sp., <i>Sphenobaiera longifolia</i> (Pomel.) Flor., <i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer, <i>Cephalotaxopsis</i> cf. <i>microphylla</i> Hollick		1000 м						
	верхний альбский	верхний	Арманский	ТУРОВСКАЯ ТОЛЩА Игнимбриты и туфы кислого состава, подстидающиеся туфоконгломератами,		100-200 м							
				ТУВЫЙСКАЯ ТОЛЩА. Базальты, андезибазальты, их туфы,		800 м							
	сенманский	средний	Амгинский	ЛУНЕЙСКАЯ ТОЛЩА. Игнимбриты и туфы дацитов, риодацитов, риолитов; лавы риолитов и дацитов, пачки туфопесчаников; в верхней части <i>Tschaunia</i> sp., <i>Cladophlebis arctica</i> (Heer) Sew., <i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Sphenobaiera</i> sp., <i>Phoenicopsis</i> ex gr. <i>angustifolia</i> Heer, <i>Araucarites</i> ex gr. <i>anadyrensis</i> Kryshl., <i>Elatocladus</i> aff. <i>zheltowskii</i> Philipp., <i>Cephalotaxopsis heterophylla</i> Hollick, <i>Pseudolarix arctica</i> Kryshl., <i>Sequoia minuta</i> Sveshn., <i>Trochodendroides arctica</i> (Heer) Berry, <i>Quereuxia angulata</i> (Newb.) Kryshl., <i>Paliurus</i>		700 м							
				МАККОВЕЕВСКАЯ СВИТА. Игнимбриты и туфы риолитов, трахириолитов, трахидацитов, туфопесчаники, туфоалевролиты.		900 м							
	туронский	нижний	Аркагалинский	АТВУВЕЕВСКАЯ СВИТА. Оливиносодержащие субщелочные базальты, андезибазальты, их туфы, пачки туфопесчаников и туфов кислого состава; в основании невыдержанные листовидные тела песчанников, алевролитов и туфов кислого состава до 100 м; <i>Cladophlebis</i> cf. <i>borealis</i> (Brongn.) Kryshl., <i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Sequoia subulata</i> Heer, <i>Metasequoia</i> sp., <i>Quereuxia angulata</i> (Newb.)		900 м							
				ГОРЛОВСКАЯ ТОЛЩА. Туфы, игнимбриты риолитов, дацитов.		< 200 м							
	верхний коньякский	средний	Аркагалинский	АТВУВЕЕВСКАЯ СВИТА. Оливиносодержащие субщелочные базальты, андезибазальты, их туфы, пачки туфопесчаников и туфов кислого состава; в основании невыдержанные листовидные тела песчанников, алевролитов и туфов кислого состава до 100 м; <i>Cladophlebis</i> cf. <i>borealis</i> (Brongn.) Kryshl., <i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Sequoia subulata</i> Heer, <i>Metasequoia</i> sp., <i>Quereuxia angulata</i> (Newb.)		900 м							
				САГОВСКИЙ									
кампанский	нижний	Аркагалинский	САГОВСКИЙ										
			САГОВСКИЙ										
я	кампанский	нижний	САГОВСКИЙ										
			САГОВСКИЙ										
Система		АНАДЫРСКАЯ СФЗ											

Рис. 3-13 (лист 3 из 6)

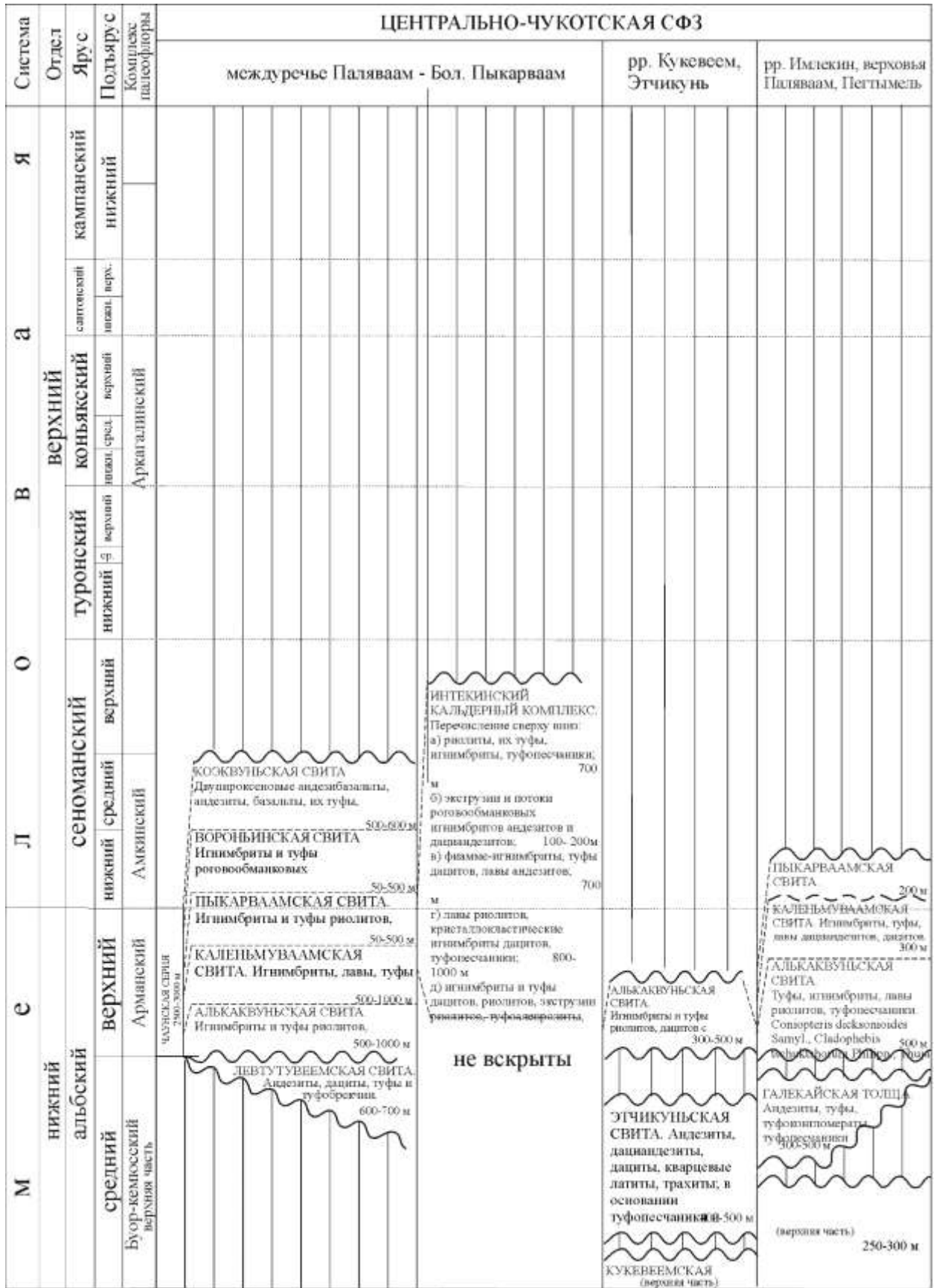


Рис. 3-13 (лист 5 из 6)

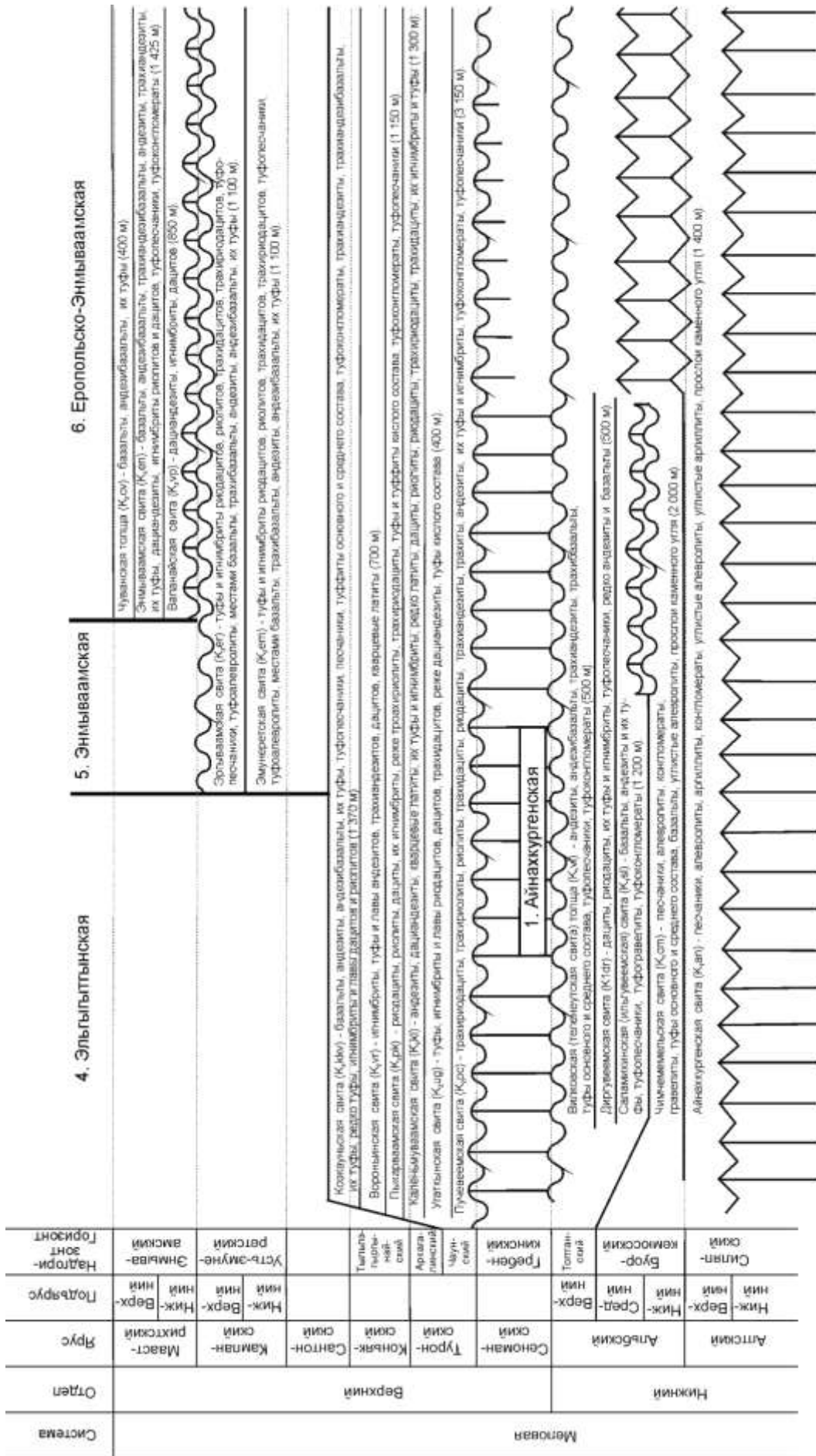


Рис. 3-14. Корреляционная схема стратонов северной части Охотско-Чукотского пояса (на территории Чукотского АО). Составлена в 2002-2004 гг. сотрудниками ФГУП "Георегион" (г. Анадырь) по материалам серийных легенд Пыкарваамской, Аннойско-Чаунской, Олойской и Чукотской серий [Черепанова, Тибилев, 1998ф; Фурман, 1999ф; Казинский, Казинская, 1996ф]. Номера при названиях структурно-формационных зон соответствуют указанным на рис. 3-15. В схему также включены некоторые стратоны апта, альба и маастрихта, не относящиеся к ОЧВП. Зубчатой линией показаны резко выраженные несогласия, волнистой линией – слабо выраженные несогласия. Вертикальная штриховка – перерывы в накоплении стратифицированных образований.

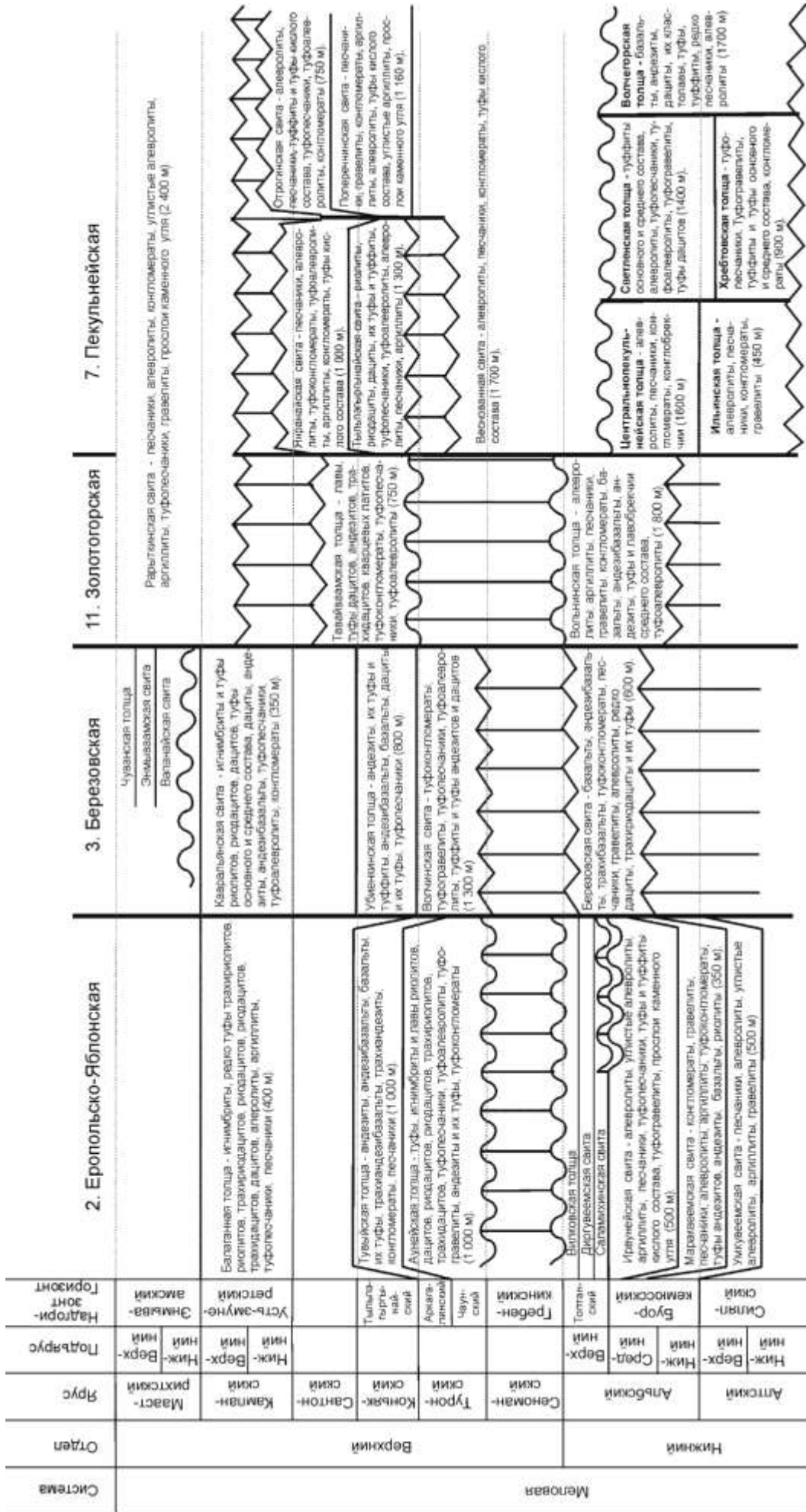


Рис. 3-14 (окончание)

дискуссию малополезной. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования комплексов ОЧВП в данной главе будут сопоставляться со схемами, предложенными в [Решения..., 2009; рис. 3-13] (поскольку эти схемы имеют статус официальных), а также с компилятивной схемой серийных легенд Чукотского АО (рис. 3-14). Преимуществом последней является детальность территориального деления ОЧВП: данная схема подразумевает выделение одиннадцати структурно-формационных зон (СФЗ) (рис. 3-14, 3-15): Айнакургенской, Еропольско-Яблонской, Еропольско-Энмываамской, Березовской, Эльгыгытгынской, Энмываамской, Пекульнейской, Алькаквуньской, Пегтымельской, Восточно-Чукотской и Золотогорской.

Отбор образцов магматических пород ОЧВП для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования

Образцы, предназначенные для геохронологического исследования комплексов ОЧВП, результаты которого представлены в настоящей работе, отбирались в разное время. Частично использовались коллекции Северо-Чукотской и Чаун-Чукотской экспедиций ПГО "Севостгеология", где автор работал с 1988 по 1994 гг. Большая часть образцов собрана в период с 2002 по 2006 г. во время работы в составе полевых отрядов ФГУГП "Георегион" (г. Анадырь), ЗАО "Чукотская ГГК" (г. Магадан), а также в ходе самостоятельных полевых исследований, выполненных при поддержке Kinross Gold (Ванкувер, Канада) и программы СОЕ-21 Министерства образования, культуры, спорта, науки и технологии Японии. В частности, в полевой сезон 2005 г. было выполнено специальное исследование, направленное на изучение структурных характеристик комплексов ОЧВП и опробование его главных стратиграфических подразделений. Комплекс работ включал пересечение Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (рис. 3-15) с непрерывными структурными наблюдениями и отбором представительной коллекции образцов. Общая протяженность маршрута составила около 300 км. Помимо каменного материала, собранного автором настоящей работы, для геохронологических исследований использованы образцы, любезно предоставленные И.Ю. Черепановой, Т.А. Лаломовой (ЗАО "Чаунское ГГП"), В.В. Загоскиным (ООО "Ануйская ГРЭ"), А.В. Трусовым (ФГУГП "Георегион"), А.В. Аплеталиным и И.А. Калько (геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова). Всего для северной части ОЧВП при непосредственном участии автора получены 18 определений возраста пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и 17 – U-Pb методом. Вместе с опубликованными данными других исследователей [Kelley et al., 1999; Calvert, 1999; Сахно и др., 2010^a; Акинин, Миллер, 2011; Малышева и др., 2012; Pease et al., 2017], количество датировок для севера ОЧВП составляет 34 и 44 соответственно. Из аргон-аргоновых определений взяты только выполненные по мономинеральным фракциям, с целью повышения надежности результатов (см. раздел 3.2.3). Положение точек отбора образцов показано на рис. 3-15, а их привязка к стратиграфическим колонкам – на рис. 3-17. На рис. 3-16 для сравнения представлены результаты U-Pb датирования позднеюрско-раннемеловых

вулканических и плутонических комплексов фундамента той же части Охотско-Чукотского пояса. Обсуждению этих результатов посвящены разделы с 3.5.2 по 3.5.6.

Несмотря на относительную неравномерность опробования, изотопные даты получены для большинства структурно-формационных зон северной части ОЧВП (за исключением Еропольско-Яблонской, Пекульнейской и Золотогорской). В Эльгыгытгынской, Энмываамской и Восточно-Чукотской СФЗ определен возраст большинства стратиграфических единиц доступного разреза. Также уточнен возраст нескольких гранитоидных плутонов, интрузирующих вулканиды (Пеледонского, Танюрерского и Ольховского).

Для оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста магматических пород использовались мономинеральные фракции санидина, амфибола, биотита и, в нескольких случаях, плагиоклаза. Извлечению монофракций предшествовало петрографическое изучение пород, ставившее целью проверку пригодности минеральных фаз для изотопного датирования. Детальная информация о петрографии вулканидов Охотско-Чукотского пояса помещена в раздел 5.1, непосредственно перед описанием геохимических особенностей пород. Образцы, содержащие санидин, изучались также под электронным микроскопом для выявления возможных признаков распада твердого раствора. Отбор материала осуществлялся стандартными методами, кратко описанными в разделе 3.4.1.

Препараты для U-Pb датирования цирконов тоже готовились по стандартной методике (раздел 3.4.2). В большинстве случаев кристаллы циркона выделялись из кремнекислых пород. Изучение извлеченных зерен в проходящем свете и на катодолюминесцентных изображениях (рис. 3-10) показало, что унаследованные ядра в цирконах ОЧВП встречаются крайне редко. Всем изученным цирконам свойственна тонкая осцилляционная зональность, типичная для кристаллов магматического происхождения. Общей особенностью цирконов из вулканидов, затрудняющей процедуру анализа, является присутствие обильных включений, чаще твердофазных (апатит, K-Na полевой шпат и другие минералы), реже расплавных. Для анализа выбирались участки кристаллов, удаленные от трещин и включений. Аналитические данные сведены в таблицу 3-1.

Результаты изотопного датирования

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры всех проб, проанализированных с использованием ступенчатого нагрева (12 монофракций из 8 образцов), имеют хорошо выраженные плато, соответствующие от 52 до 95% всего выделенного аргона, в большинстве случаев более 80% (рис. 3-18). Единственное исключение составляет образец 03-10 (рис. 3-18а), где постоянные значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ сохранялись в течение двух стадий нагрева вместо положенных трех. Тем не менее, на эти две стадии приходится более 90% выделенного газа, и данное псевдоплато без

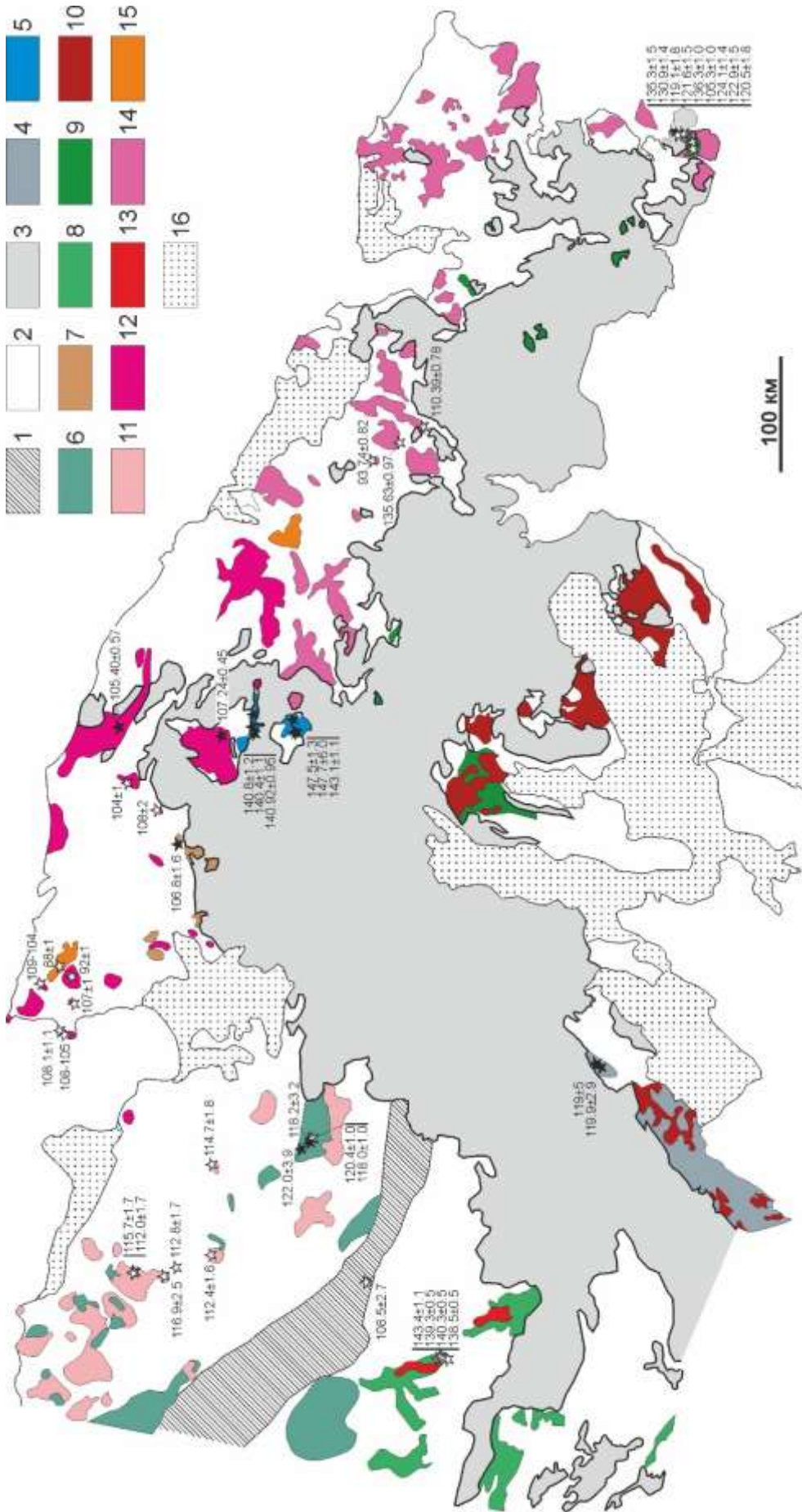


Рис. 3-16. Положение точек отбора проб и результаты U-Pb датирования меловых магматических комплексов фундамента северной части ОЧВП.

1 – Южно-Аноийская зона; 2 – прочие структурные зоны Верхояно-Чукотской и Камчатско-Корякской складчатых областей; 3 – вулканы ОЧВП; 4-9 – позднеюрско-раннемеловые вулканогенные комплексы фундамента ОЧВП: 4 – Удеко-Мургалского пояса; 5 – Паляваам-Пегтымельского вулканического ареала; 6 – Тыгильевеимского вулканоплутонического пояса и наложенных впадин мезозой; 7 – Чаунской магматической провинции; 8 – Олойской складчатой зоны; 9 – прочие; 10-15 – позднеюрско-раннемеловые плутонические комплексы фундамента ОЧВП: 10 – мургалский комплекс; 11 – плутоны Аноийской зоны (тыгильевеимский и сухаринский комплексы); 12 – плутоны Чаунской магматической провинции (чукотский комплекс); 13 – екдыгкычский комплекс; 14 – тауеранский комплекс; 15 – литий-фтористые лейкограниты Чукотской зоны (Северный и Западно-Иульгинский плутоны); 16 – позднекайнозойские впадины. Символы с черной заливкой – определения, полученные при непосредственном участии автора настоящей работы, символы без заливки – данные из публикаций [Лучицкая и др., 2013; Нагорная, 2009; Miller et al., 2009; Akinin et al., 2012; Pease et al., 2017]. Пояснения см. в тексте.

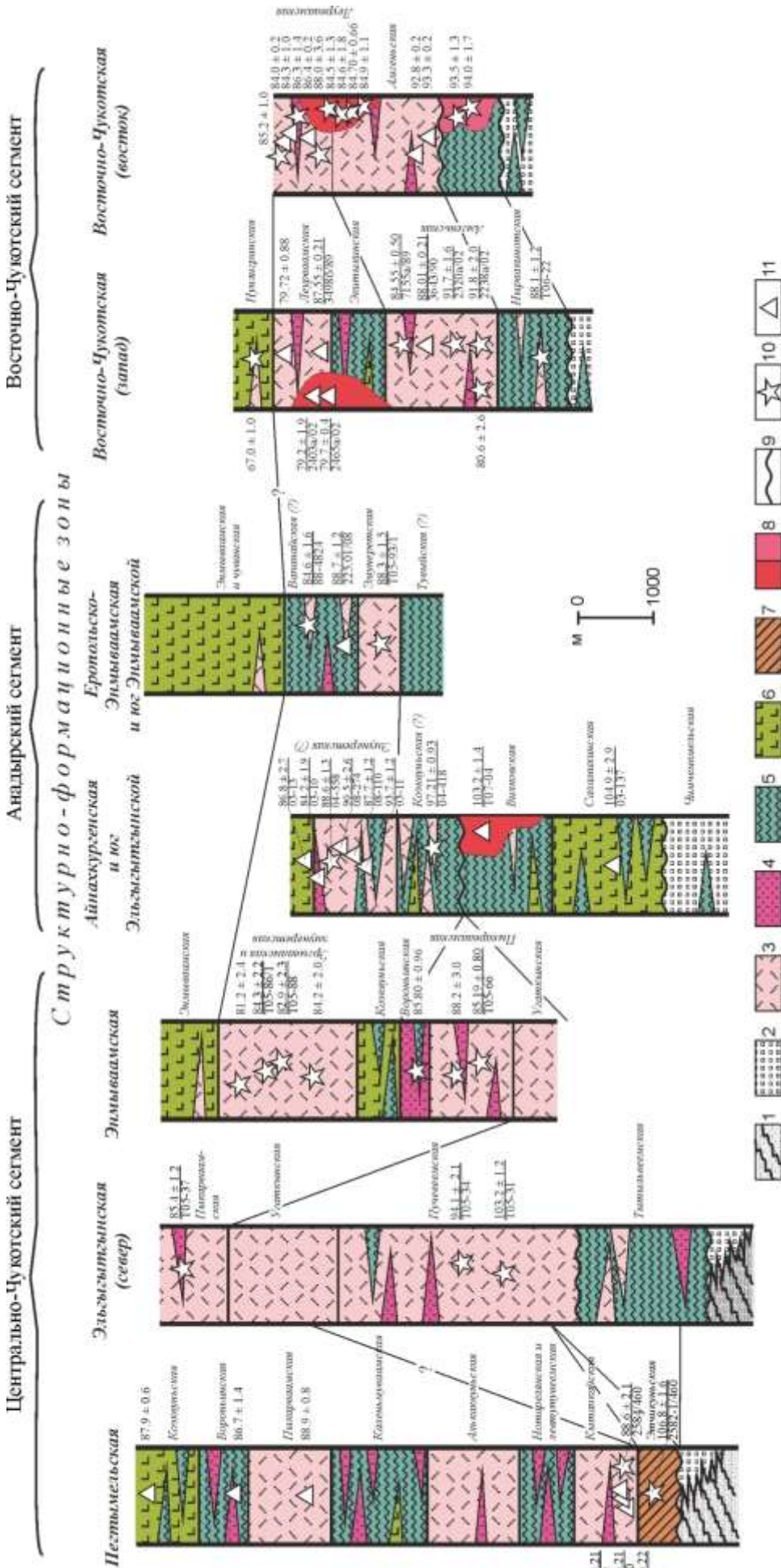


Рис. 3-17. Стратиграфические колонки для различных структурно-формационных зон северной части ОЧВП с указанием положения проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования. Стратиграфическое расчленение и мощности в соответствии с легендой к геологическим картам масштаба 1:50000 на территорию Чукотского АО [Варламова и др., 2004ф]. 1 – смятые в складки образования триаса; 2 – терригенно-обломочные комплексы верхней юры и нижнего мела ("предвулканогенная моласса"); 3-7 – вулканические породы, с преобладанием состава: 3 – риолитового, 4 – дацитового, 5 – андезитового, 6 – базальтового, 7 – шоунит-лагитового; 8 – гранитоидные плутоны (различные комплексы); 9 – поверхности отчетливо выраженных несогласий; 10-11 – привязка проб для определения возраста пород; 10 – U-Pb методом, 11 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Для проб, отобранных и/или проанализированных с участием автора настоящей работы, помимо значения возраста (числитель) указан номер образца (знаменатель). Прочие результаты цитируются из работ [Kelley et al., 1999; Сахно и др., 2010^а; Акинин, Миллер, 2011; Pease et al., 2017]. Наблюдаемые расхождения между стратиграфическим положением некоторых изученных образцов и их изотопным возрастом объясняются ошибками корреляции вулканогенных толщ (см. текст).

Таблица 3-1. Результаты U-Rb датирования магматических пород Охотско-Чукотского пояса

Номер пробы и анализа	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
T05-31 (лавовый риолит пучевемской свиты, правобережье р. Лелюевем)								
T05-31-1a	231	124	0.54	6142	0.0478 \pm 0.0478	0.1049 \pm 0.0129	0.0158 \pm 0.0007	100.7 \pm 3.1
T05-31-4a	344	104	0.30	7479	0.0486 \pm 0.0486	0.1119 \pm 0.0112	0.0167 \pm 0.0005	106.5 \pm 2.3
T05-31-6	179	78	0.44	4154	0.0490 \pm 0.0490	0.1063 \pm 0.0158	0.0158 \pm 0.0008	100.7 \pm 3.2
T05-31-9	406	64	0.16	9079	0.0477 \pm 0.0477	0.1069 \pm 0.0098	0.0161 \pm 0.0006	103.0 \pm 2.2
T05-31-10	195	58	0.30	4846	0.0467 \pm 0.0467	0.0982 \pm 0.0144	0.0154 \pm 0.0012	99.4 \pm 6.8
T05-31-20	657	424	0.65	14971	0.0473 \pm 0.0473	0.1018 \pm 0.0087	0.0155 \pm 0.0008	99.9 \pm 4.1
04-418 (туф риолита козвуньской(?) свиты, верховья р. Малый Аной)								
04-418-1	528	207	0.39	10685	0.0491 \pm 0.0004	0.1053 \pm 0.0075	0.0156 \pm 0.0006	97.7 \pm 2.4
04-418-2	656	281	0.43	12665	0.0488 \pm 0.0004	0.1041 \pm 0.0079	0.0154 \pm 0.0005	97.8 \pm 1.6
04-418-3	306	111	0.36	6297	0.0491 \pm 0.0007	0.1059 \pm 0.0121	0.0157 \pm 0.0006	99.6 \pm 2.5
04-418-6	803	338	0.42	19429	0.0488 \pm 0.0004	0.1029 \pm 0.0082	0.0153 \pm 0.0007	96.2 \pm 2.7
04-418-7	379	88	0.23	7948	0.0493 \pm 0.0005	0.1042 \pm 0.0115	0.0152 \pm 0.0007	95.4 \pm 2.5
04-418-10	1069	711	0.67	24292	0.0481 \pm 0.0004	0.1029 \pm 0.0089	0.0155 \pm 0.0004	98.9 \pm 1.3
04-418-11	546	163	0.30	12311	0.0491 \pm 0.0005	0.1033 \pm 0.0090	0.0154 \pm 0.0005	97.4 \pm 1.8
T05-34 (лавовый риолит пучевемской свиты, истоки р. Пучевем)								
T05-34-5	1178	350	0.30	12834	0.0488 \pm 0.0005	0.0987 \pm 0.0096	0.0147 \pm 0.0006	93.7 \pm 2.6
T05-34-8	709	306	0.43	10355	0.0483 \pm 0.0006	0.0992 \pm 0.0169	0.0150 \pm 0.0013	95.8 \pm 7.3
T05-34-8a	775	357	0.46	13048	0.0486 \pm 0.0005	0.0981 \pm 0.0104	0.0146 \pm 0.0011	92.4 \pm 5.9
T05-34-4	476	202	0.42	5870	0.0479 \pm 0.0007	0.1002 \pm 0.0132	0.0151 \pm 0.0009	96.2 \pm 5.1
2238a/02 (туф риолита амгеньской свиты, правобережье р. Вульвевем)								
2238a/02-1	159	63	0.40	3324	0.0485 \pm 0.0008	0.0991 \pm 0.0170	0.0148 \pm 0.0012	94.0 \pm 6.0
2238a/02-2	367	172	0.47	8808	0.0497 \pm 0.0005	0.1034 \pm 0.0118	0.0149 \pm 0.0009	91.9 \pm 3.7
2238a/02-4	737	164	0.22	15135	0.0485 \pm 0.0004	0.0964 \pm 0.0149	0.0143 \pm 0.0018	89.0 \pm 10.0
2238a/02-5	413	262	0.64	10525	0.0486 \pm 0.0006	0.0928 \pm 0.0117	0.0139 \pm 0.0011	88.2 \pm 5.3
2238a/02-6	624	254	0.41	13973	0.0489 \pm 0.0004	0.0981 \pm 0.0114	0.0145 \pm 0.0012	89.9 \pm 5.9
2238a/02-7	314	166	0.53	6278	0.0491 \pm 0.0008	0.1002 \pm 0.0150	0.0145 \pm 0.0010	90.5 \pm 4.3
2238a/02-8	188	105	0.56	4335	0.0485 \pm 0.0007	0.1005 \pm 0.0148	0.0151 \pm 0.0011	96.0 \pm 5.4

Таблица 3-1 (лист 2 из 4)

Номер пробы и анализа	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
2320a/02 (туф риолита амгеньской свиты, р. Оленья)								
2320a/02-3	242	68	0.28	6073	0.0490 \pm 0.0006	0.0987 \pm 0.0127	0.0144 \pm 0.0008	90.9 \pm 3.9
2320a/02-5	331	132	0.4	8916	0.0487 \pm 0.0004	0.1014 \pm 0.0090	0.0150 \pm 0.0009	94.0 \pm 4.5
2320a/02-10	494	386	0.78	11560	0.0494 \pm 0.0004	0.1021 \pm 0.0097	0.0149 \pm 0.0007	93.0 \pm 2.8
2320a/02-12	403	180	0.45	9161	0.0490 \pm 0.0005	0.0955 \pm 0.0102	0.0141 \pm 0.0009	88.6 \pm 4.6
2320a/02-18	172	63	0.37	4004	0.0488 \pm 0.0006	0.0996 \pm 0.0166	0.0146 \pm 0.0010	92.1 \pm 4.4
2320a/02-14	127	60	0.47	3374	0.0508 \pm 0.0010	0.0977 \pm 0.0186	0.0139 \pm 0.0011	87.0 \pm 5.0
04-558 (лава риолита эмурэтской(?) свиты, правобережье р. Мечерева)								
04-558-7	762	585	0.77	6331	0.0450 \pm 0.0005	0.0838 \pm 0.0096	0.0133 \pm 0.0006	87.4 \pm 2.4
04-558-3	649	250	0.39	5333	0.0462 \pm 0.0006	0.0901 \pm 0.0116	0.0140 \pm 0.0005	90.3 \pm 2.3
04-558-4	335	170	0.51	2803	0.0458 \pm 0.0012	0.0839 \pm 0.0181	0.0132 \pm 0.0008	85.4 \pm 4.6
04-558-5	399	187	0.47	3876	0.0449 \pm 0.0010	0.0862 \pm 0.0161	0.0138 \pm 0.0006	89.4 \pm 3.3
04-558-6	375	196	0.52	3512	0.0461 \pm 0.0008	0.0863 \pm 0.0153	0.0136 \pm 0.0006	88.0 \pm 2.9
T05-93-1 (туф риолита эмурэтской свиты, правобережье р. Анадырь в верхнем течении)								
T05-93-1-1	168	92	0.55	2832	0.0478 \pm 0.0010	0.0902 \pm 0.0177	0.0136 \pm 0.0011	86.6 \pm 5.7
T05-93-1-2	254	154	0.60	3075	0.0485 \pm 0.0008	0.0946 \pm 0.0115	0.0141 \pm 0.0005	89.7 \pm 2.4
T05-93-1-5	413	404	0.98	7733	0.0475 \pm 0.0006	0.0903 \pm 0.0092	0.0138 \pm 0.0007	88.5 \pm 3.1
T05-93-1-4	118	69	0.58	2141	0.0479 \pm 0.0009	0.0914 \pm 0.0142	0.0137 \pm 0.0007	87.7 \pm 3.5
T05-93-1-14	606	535	0.88	11001	0.0479 \pm 0.0005	0.0892 \pm 0.0093	0.0134 \pm 0.0008	84.9 \pm 3.9
T06-22 (туф дацита, р. Правый Таллеван)								
T06-22-1	623	228	0.37	14487	0.0484 \pm 0.0004	0.0933 \pm 0.0086	0.0139 \pm 0.0006	88.2 \pm 2.4
T06-22-2	343	102	0.30	8415	0.0486 \pm 0.0005	0.0951 \pm 0.0096	0.0141 \pm 0.0007	88.9 \pm 3.1
T06-22-3	582	216	0.37	18696	0.0482 \pm 0.0004	0.0926 \pm 0.0105	0.0139 \pm 0.0009	88.1 \pm 4.1
T06-22-4	523	265	0.51	12313	0.0484 \pm 0.0005	0.0924 \pm 0.0081	0.0138 \pm 0.0007	87.2 \pm 2.9
T06-22-6	596	202	0.34	15429	0.0479 \pm 0.0005	0.0914 \pm 0.0087	0.0138 \pm 0.0010	88.1 \pm 5.2
T06-22-7	620	195	0.31	14566	0.0477 \pm 0.0004	0.0914 \pm 0.009	0.0138 \pm 0.0007	87.4 \pm 2.6
T06-22-8	640	240	0.38	10975	0.0475 \pm 0.0004	0.0908 \pm 0.0087	0.0139 \pm 0.0008	89.0 \pm 3.0
T05-37 (туф дацита пыкарваамской свиты, верховья р. Угакын)								
T05-37-1	9	4	0.40	2161	0.0493 \pm 0.0011	0.0923 \pm 0.0186	0.0135 \pm 0.0007	85.8 \pm 3.6
T05-37-2	28	18	0.63	5348	0.0498 \pm 0.0006	0.0942 \pm 0.0101	0.0136 \pm 0.0004	85.6 \pm 1.9
T05-37-5	14	7	0.54	2990	0.0485 \pm 0.0008	0.0884 \pm 0.0145	0.0131 \pm 0.0008	83.3 \pm 3.9
T05-37-6	13	9	0.64	3660	0.0467 \pm 0.0009	0.0884 \pm 0.0161	0.0135 \pm 0.0006	86.6 \pm 2.6
T05-37-8	28	14	0.51	4713	0.0479 \pm 0.0007	0.0879 \pm 0.0124	0.0133 \pm 0.0007	85.3 \pm 3.6
T05-37-9	10	5	0.45	2923	0.0497 \pm 0.0009	0.0906 \pm 0.0148	0.0131 \pm 0.0006	83.3 \pm 3.3

Таблица 3-1 (лист 3 из 4)

Номер пробы и анализа	U, г/т	Th, г/т	Th/U	$^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	Возраст, млн лет ($\pm 2\sigma$)
T05-66 (туф риолита пыкараваамской свиты, р. Энмываам)								
T05-66-2	14	9	0.60	2986	0.0479 \pm 0.0009	0.0900 \pm 0.0144	0.0134 \pm 0.0007	84.9 \pm 3.3
T05-66-3	10	6	0.59	1525	0.0484 \pm 0.0012	0.0906 \pm 0.0192	0.0136 \pm 0.0008	87.2 \pm 4.5
T05-66-8	18	9	0.51	3924	0.0492 \pm 0.0009	0.0949 \pm 0.0149	0.0142 \pm 0.0006	90.5 \pm 2.9
T05-66-3a	9	5	0.53	1384	0.0470 \pm 0.0013	0.0948 \pm 0.0239	0.0142 \pm 0.0004	90.9 \pm 1.9
T05-66-9	23	9	0.36	3919	0.0493 \pm 0.0007	0.0910 \pm 0.0115	0.0133 \pm 0.0003	84.6 \pm 1.1
T05-66-10	19	7	0.39	3323	0.0485 \pm 0.0008	0.0942 \pm 0.0156	0.0140 \pm 0.0004	89.7 \pm 1.6
T05-66-11	18	11	0.59	2965	0.0484 \pm 0.0007	0.0949 \pm 0.0135	0.0140 \pm 0.0004	89.2 \pm 1.2
T05-66-12	12	6	0.48	1784	0.0472 \pm 0.0013	0.0920 \pm 0.0214	0.0141 \pm 0.0004	90.5 \pm 2.2
T05-66-13	15	8	0.54	2940	0.0505 \pm 0.0010	0.1067 \pm 0.0181	0.0152 \pm 0.0005	96.0 \pm 1.8
T05-66-14	19	7	0.38	2808	0.0485 \pm 0.0008	0.0907 \pm 0.0143	0.0135 \pm 0.0004	85.8 \pm 1.3
7155a/89 (игнимбриг риодацита амгеньской (?) свиты, истоки р. Паляваам)								
7155a/89-1	282	139	0.49	5603	0.0499 \pm 0.0007	0.0942 \pm 0.0116	0.0136 \pm 0.0004	85.6 \pm 1.4
7155a/89-2	546	291	0.53	9818	0.0498 \pm 0.0005	0.0915 \pm 0.0101	0.0134 \pm 0.0007	83.9 \pm 3.1
7155a/89-3	840	539	0.64	15145	0.0481 \pm 0.0004	0.0881 \pm 0.0060	0.0133 \pm 0.0003	84.57 \pm 0.86
7155a/89-4	775	399	0.51	14343	0.0482 \pm 0.0004	0.0879 \pm 0.0068	0.0132 \pm 0.0002	84.32 \pm 0.68
88-4824 (туф риолита, верховья р. Чинейвеем)								
88-4824-1	16	8	0.51	650	0.0490 \pm 0.0009	0.0921 \pm 0.0145	0.0134 \pm 0.0006	85.0 \pm 3.0
88-4824-2	11	5	0.46	2152	0.0481 \pm 0.0011	0.0862 \pm 0.0168	0.0130 \pm 0.0008	83.1 \pm 1.1
88-4824-3	19	9	0.47	3612	0.0482 \pm 0.0006	0.0918 \pm 0.0100	0.0137 \pm 0.0007	87.4 \pm 1.1
88-4824-4	14	10	0.75	2283	0.0481 \pm 0.0012	0.0851 \pm 0.0181	0.0127 \pm 0.0007	81.1 \pm 3.2
T05-86-1 (туф риолита эмуэртской свиты, устье р. Эмуэртвеем)								
T05-86-1-2	177	187	1.06	199	0.0905 \pm 0.0142	0.0905 \pm 0.0142	0.0134 \pm 0.0007	85.3 \pm 3.5
T05-86-1-3	143	136	0.95	239	0.0926 \pm 0.0175	0.0926 \pm 0.0175	0.0134 \pm 0.0011	83.9 \pm 5.9
T05-86-1-4	331	455	1.38	404	0.0977 \pm 0.0207	0.0977 \pm 0.0207	0.0134 \pm 0.0009	83.0 \pm 4.0
T05-86-1-5	250	320	1.28	920	0.0965 \pm 0.0268	0.0965 \pm 0.0268	0.0132 \pm 0.0009	83.9 \pm 5.3
T05-88 (игнимбриг риолита эмуэртской свиты, устье р. Эмуэртвеем)								
T05-88-9	589	390	0.66	6514	0.0865 \pm 0.0127	0.0865 \pm 0.0127	0.0130 \pm 0.0008	83.0 \pm 4.0
T05-88-8	226	181	0.8	2858	0.0893 \pm 0.0160	0.0893 \pm 0.0160	0.0132 \pm 0.0011	83.2 \pm 5.9
T05-88-8a	181	170	0.94	2129	0.0878 \pm 0.0164	0.0878 \pm 0.0164	0.0133 \pm 0.0008	85.0 \pm 4.5
T05-88-10	198	214	1.08	2090	0.0855 \pm 0.0177	0.0855 \pm 0.0177	0.0128 \pm 0.0012	81.3 \pm 6.8
T05-88-12	424	379	0.89	3778	0.0850 \pm 0.0132	0.0850 \pm 0.0132	0.0127 \pm 0.0012	80.0 \pm 6.1

Таблица 3-1 (лист 4 из 4)

Номер пробы и анализа	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$)	Возраст, млн. лет ($\pm 2\sigma$)
2584-1/460 (туф риолита кытапкэйской свиты, р. Этчикунь)								
2584-1	132	70	0.55	-	0.0464 \pm 0.0070	-	0.0134 \pm 0.0002	85.8 \pm 2.8
2584-2	254	106	0.43	-	0.0460 \pm 0.0052	-	0.0141 \pm 0.0002	90.2 \pm 2.2
2584-3	419	225	0.55	-	0.0493 \pm 0.0040	-	0.0136 \pm 0.0002	87.2 \pm 1.8
2584-5	392	182	0.48	-	0.0508 \pm 0.0040	-	0.0139 \pm 0.0001	88.5 \pm 1.6
2584-6	283	158	0.58	-	0.0482 \pm 0.0048	-	0.0141 \pm 0.0002	90.5 \pm 2.0
354.01/08 (моцодиорит Ольховского интрузива, верховья р. Правая Убиенка)								
354-01-13_1.1	137	124	0.93	-	0.0870 0.0244	0.0820 \pm 0.1115	0.0136 \pm 0.0015	87.2 \pm 4.8
354-01-13_2.1	197	199	1.04	-	0.0808 0.0097	0.0990 \pm 0.0594	0.0131 \pm 0.0012	83.7 \pm 3.8
354-01-13_3.1	201	188	0.96	-	0.0850 0.0204	0.0970 \pm 0.0795	0.0131 \pm 0.0012	83.9 \pm 3.9
354-01-13_4.1	183	186	1.05	-	0.0758 0.0073	0.0980 \pm 0.0549	0.0136 \pm 0.0012	87.3 \pm 3.9
354-01-13_5.1	138	124	0.92	-	0.0865 0.0104	0.0950 \pm 0.0703	0.0126 \pm 0.0012	80.6 \pm 3.9
354-01-13_6.1	255	246	1.00	-	0.0746 0.0069	0.0870 \pm 0.0557	0.0129 \pm 0.0011	82.4 \pm 3.6
354-01-13_7.1	106	83	0.81	-	0.0925 0.0115	0.0960 \pm 0.0845	0.0128 \pm 0.0014	81.7 \pm 4.4
354-01-13_8.1	207	190	0.95	-	0.0840 0.0302	0.0900 \pm 0.0864	0.0125 \pm 0.0012	80.0 \pm 3.8
354-01-13_9.1	224	204	0.94	-	0.0770 0.0106	0.0820 \pm 0.0656	0.0127 \pm 0.0012	81.1 \pm 3.7
354-01-13_10.1	236	251	1.10	-	0.0776 0.0073	0.0820 \pm 0.0574	0.0127 \pm 0.0011	81.3 \pm 3.6

Примечание. В таблицу включены только данные по пробам, в отборе и/или анализе которых принимал участие автор настоящей работы.

Анализы выполнены на следующих приборах: 1) SIMS Cameca IMS 1270 лаборатории РМЛ института ISEI Университета Окаяма (филиал в г. Мисаса), Япония (аналитики К. Кобаяси, П.Л. Тихомиров); 2) SHRIMP RG Открытой лабораторией Стэнфордского университета, США (аналитик В.В. Акиннин); 3) SHRIMP-II Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов).

особого риска можно считать отвечающим времени закрытия изотопной системы. Относительная аналитическая погрешность для большинства определений составляет 0.5-1%. Для основных пород она несколько выше (2-3%), что связано с более низкими содержаниями калия и, соответственно, радиогенного аргона. Для разных минералов из одних и тех же образцов получены результаты, разница между которыми не превышает 2σ (от 0.4 до 2.9 млн лет). Единственное исключение составляют амфибол и плагиоклаз из гранитоидов Танюерского батолита, которые показали разный возраст плато за пределами аналитической погрешности (79.7 ± 0.4 и 77.3 ± 0.4 млн лет – рис. 3-18е). Подобные расхождения не являются редкостью для плутонических пород и объясняются разными температурами закрытия изотопных систем минералов [Фор, 1989; White, 2015]. Частичные нарушения спектров, вероятно, связанные с эпигенетическими изменениями пород, принципиально не влияют на валидность полученных датировок. При обсуждении результатов в первую очередь рассмотрены значения возраста, полученные по амфиболам, поскольку датировки по минералам этой группы считаются, после датировок по санидину, наиболее надежными.

Для монофракций санидина из 5 образцов кайнотипных вулканитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст определен с использованием метода лазерного плавления индивидуальных зерен. Для каждой из проб анализировались от 15 до 30 зерен; возраст породы рассчитывался как взвешенное среднее по единичным зернам. Характер распределения полученных значений возраста индивидуальных кристаллов (рис. 3-19) согласуется с предположением об отсутствии сколь-либо значимых нарушений изотопной системы.

U-Pb

Анализ U-Pb изотопных систем цирконов показал конкордантные возраста для всех изученных образцов (рис. 3-20). В большинстве случаев разброс возраста индивидуальных зерен незначителен, и значение СКВО не превышает 2, а величина 2σ – 1-2 млн лет. Данный факт указывает на несущественную роль унаследованного радиогенного Pb и на отсутствие значимых нарушений изотопных систем. Среди цирконов из пород ОЧВП ксенокристы и антекристы встречаются гораздо реже, чем среди цирконов прочих крупных провинций кремнекислого вулканизма [Charlier et al., 2004; Bryan et al., 2008]. Данный факт согласуется с положениями о глубокой переработке континентальной коры при формировании ОЧВП и о роли молодых базитовых андерплейтов как главного источника кремнекислых магм (см. раздел 5.2). При хорошей сходимости результатов по отдельным кристаллам в образце анализировались 4-5 зерен, но в случаях, когда значение СКВО превышало 2, количество точечных определений увеличивалось. Лишь в одном образце (Т05-66; рис. 3-20п, р) выявлены несколько разновозрастных популяций цирконов: (1) 89.78 ± 0.77 млн лет (5 зерен, СКВО=0.79), (2) 85.19 ± 0.80 млн лет (4 зерна, СКВО=0.73), и (3) единственное зерно с возрастом 96.8 ± 1.8 млн

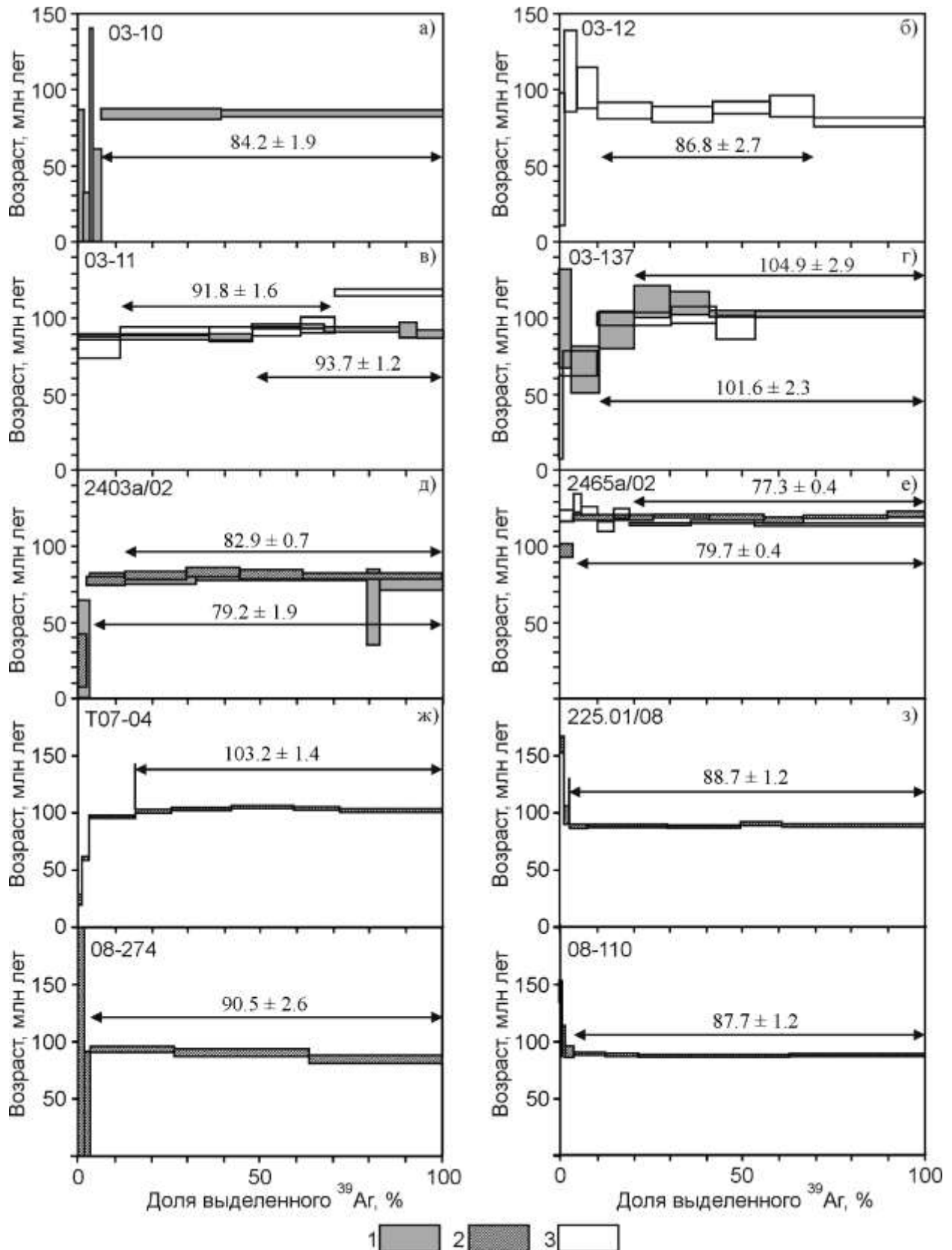


Рис. 3-18. Спектры $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов, полученные при ступенчатом нагреве мономинеральных фракций, выделенных из магматических пород северной части ОЧВП. Номера образцов указаны в левом верхнем углу диаграммы. Анализируемые минералы: 1 – амфибол, 2 – биотит, 3 – плагиоклаз. Определения выполнены на приборах: 1) MAP 216 лаборатории Ar-Ar геохронологии университета Queen's (Кингстон, Канада), аналитик П. Александер; 2) Micromass 5400NG Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск), аналитик А.В. Травин.

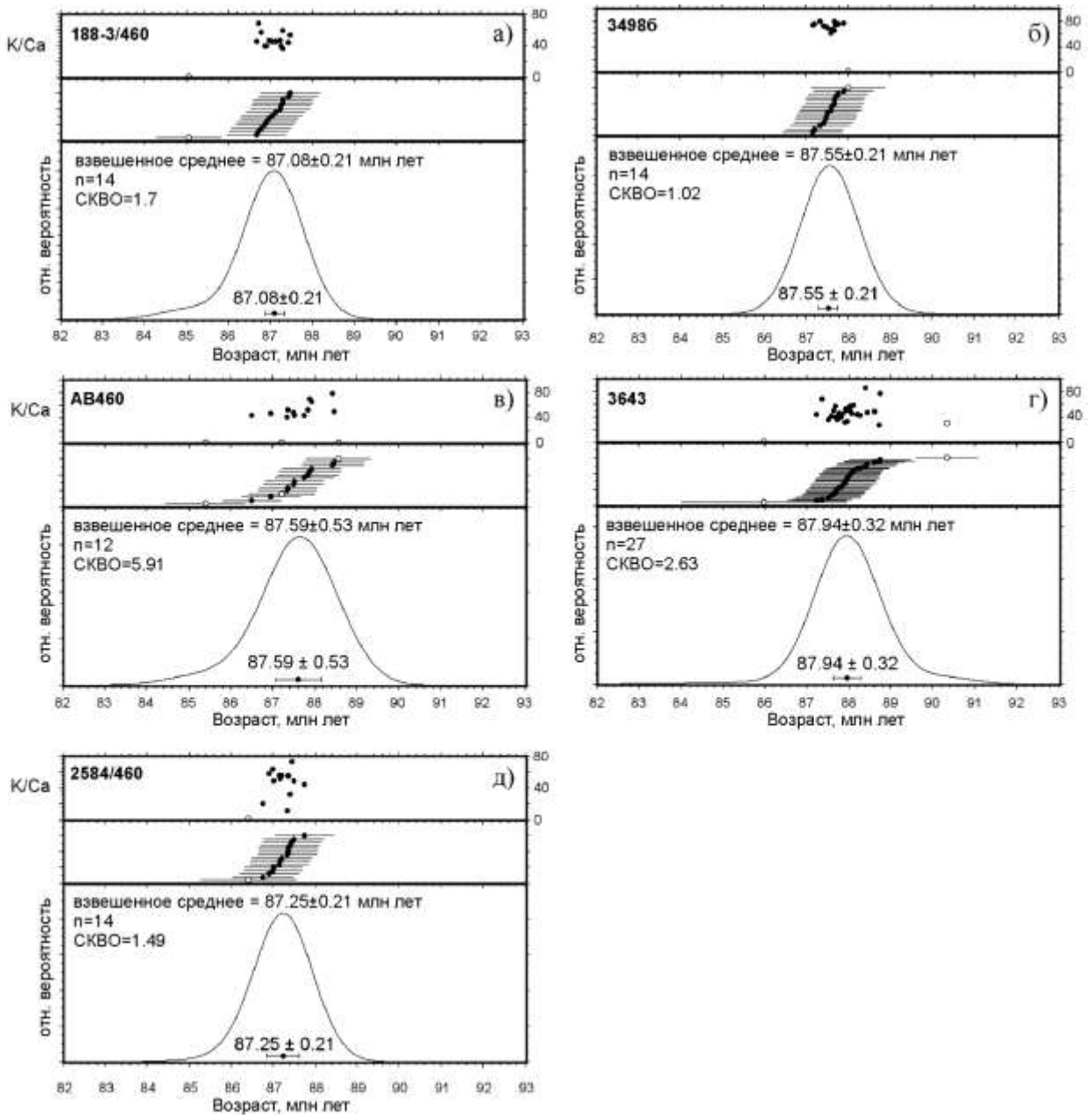


Рис. 3-19. Результаты оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста мономинеральных фракций санидина, выделенных из образцов вулканитов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, методом плавления индивидуальных зерен. Каждая из диаграмм включает кривую вероятности, возраст индивидуальных зерен и вариации отношения К/Са. Погрешность взвешенного среднего возраста соответствует 2σ . Кружки без заливки соответствуют зернам, не включенным в расчет возраста (преимущественно зернам плагиоклаза). Анализ выполнен на масс-спектрометре MAP 215-50 университета Нью-Мексико, США, аналитик В.О. Исполов.

лет. Группа зерен с возрастом около 90 млн лет интерпретируется как антекристы – продукты кристаллизации относительно ранних порций магмы в рамках того же магматического события [Charlier et al., 2004]. Молодая популяция (85 млн лет), по всей вероятности, сформировалась непосредственно перед извержением, а единственный кристалл, выделяющийся относительно древним возрастом (97 млн лет), может быть и антекристом, и ксенокристом. Упоминания о

подобных разновозрастных популяциях цирконов в вулканитах северных сегментов ОЧВП можно встретить и в литературе [Сахно и др., 2010^a], причем возраст этих популяций (88.6 ± 1.3 и 85.80 ± 0.96 млн лет) в пределах аналитической погрешности совпал с возрастом групп цирконов из образца T05-66.

Относительно высокие (от 4.1 до 6.4) значения СКВО для трех образцов (04-418, 2238a/02 и 2320a/02) могут быть связаны с присутствием в проанализированных зернах небольших количеств унаследованного радиогенного Pb. Впрочем, разброс возраста отдельных кристаллов в этих образцах не превышает аналитической ошибки (рис. 3-20в, д, е), что указывает на незначительность примеси унаследованного свинца для результата датирования. Примечательно, что все четыре образца, в цирконах которых можно заподозрить присутствие древнего компонента, сходны петрографически. Все они содержат равноценные по размерам вкрапленники кварца и полевых шпатов, указывающие на котектический состав магм.

В пределах единых разрезов полученные значения изотопного возраста закономерно убывают снизу вверх. Однако при вынесении результатов датирования на обобщенные стратиграфические колонки структурно-формационных зон (рис. 3-17) нередко обнаруживаются противоречия. Например, дацитовые туфы нырвакинотской свиты оказались моложе риолитовых туфов амгеньской свиты, в колонке расположенных выше (88.1 ± 1.2 млн лет против 91.7 ± 1.6 млн лет соответственно). Сходным образом, для пород, отнесенных к амгеньской свите, в числе прочих получены даты 84.55 ± 0.50 и 80.4 ± 2.6 млн лет, а для одного из образцов расположенной стратиграфически выше леурваамской свиты – 87.55 ± 0.21 млн лет. Указанные расхождения не противоречат прямым взаимоотношениям геологических тел, поэтому весьма вероятно, что главная причина этих расхождений – ошибочная привязка некоторых толщ к общему разрезу.

Интерпретация результатов U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород ОЧВП затрагивает вопросы, которые можно разделить на две группы:

- 1) вопросы, связанные с коррекцией существующих локальных стратиграфических схем;
- 2) вопросы, касающиеся динамики формирования всего ОЧВП и его крупных структурных единиц.

Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb геохронологии и коррекция стратиграфических схем северной части ОЧВП

В разделе 3.2 показано, что есть все основания считать изотопный возраст магматитов ОЧВП, определенный с помощью прецизионных методов, приближающимся (в пределах аналитической погрешности) к возрасту магматической кристаллизации изученных фаз.

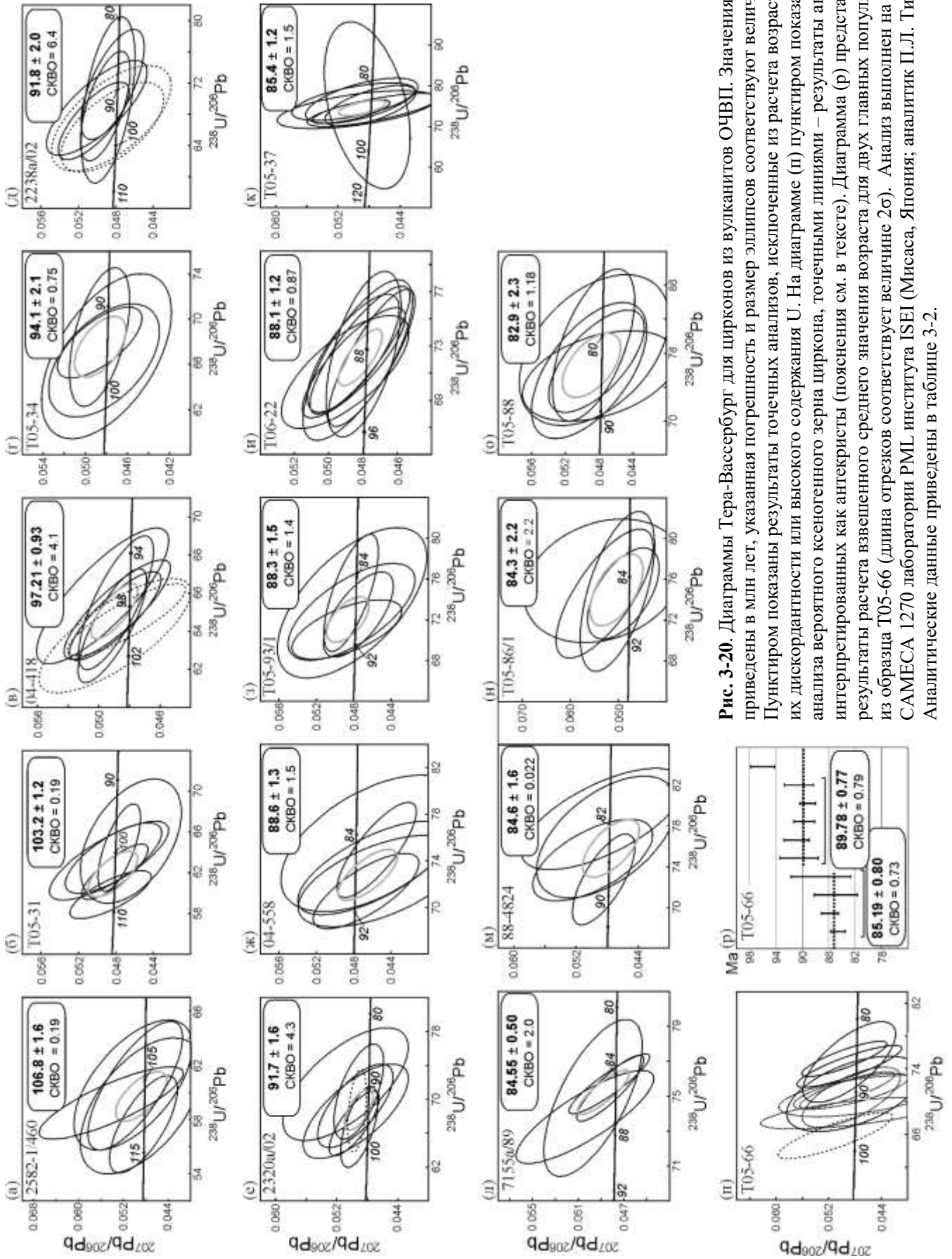


Рис. 3-20. Диаграммы Тера-Вассербург для цирконов из вулканитов ОЧВП. Значения возраста приведены в млн лет, указанная погрешность и размер эллипсов соответствуют величине 2σ . Пунктиром показаны результаты точечных анализов, исключенные из расчета возраста вследствие их дискордантности или высокого содержания U. На диаграмме (п) пунктиром показан результат анализа вероятности или высокого содержания циркона, точечными линиями – результаты анализа зерен, интерпретированных как антекриссты (пояснения см. в тексте). Диаграмма (р) представляет результаты расчета взвешенного среднего значения возраста для двух главных популяций цирконов из образца T05-66 (длина отрезков соответствует величине 2σ). Анализ выполнен на HR-SIMS CAMECA 1270 лаборатории RML института ISEI (Мисаса, Япония; аналитик П.Л. Тихомиров). Аналитические данные приведены в таблице 3-2.

Полученные результаты не противоречат существующим представлениям о возрасте ОЧВП в целом (рис. 3-12): изотопные даты варьируют от 105 млн лет до 79 млн лет, т.е. от среднеальбских до кампанских. Из массива полученных данных резко выделяется лишь значение в 67 млн лет [Сахно и др., 2010^a], вероятно, отражающее возраст более позднего магматического события (см. ниже).

Тем не менее, полученные данные позволяют детализировать и местами существенно скорректировать привязку существующих стратонов к общей геохронологической шкале. Кроме того, новые датировки предоставляют дополнительные аргументы при выборе возможных альтернативных стратиграфических схем ОЧВП. Среди фактов, наиболее важных для геохронологии северной части ОЧВП, отметим следующие:

1. Стратоны Пегтымельской СФЗ (рис. 3-15) и всего Пегтымельского прогиба (рис. 2-29) сформированы в течение сравнительно короткого промежутка времени – около 2 млн лет, с 89 по 87 млн лет (коньякский век). Эти значения существенно отличаются от официально принятой оценки возраста данных стратонов [Решения..., 2009], соответствующей среднему альбу (105-100 млн лет), и близки к значениям, предложенным для чаунского флористического комплекса Г.Г. Филипповой [2009]. Этому же временному интервалу соответствует изотопный возраст большинства изученных образцов из северной части ОЧВП, включая породы пыкарваамской, вороньинской, амгеньской, леурваамской и вапанайской свит (рис. 3-17).
2. По меньшей мере часть "нижних андезитов" Восточно-Чукотского сегмента (нырвакинской толщи в ее стратотипической местности, в районе залива Креста) накапливалась одновременно с толщами Пегтымельского прогиба, в коньякский век (88.1 ± 1.2 млн лет). В прежних стратиграфических схемах данная толща относилась к альбу [Решения..., 2009] или альбу-сеноману [Варламова и др., 2004ф]. В данном случае результат изотопного датирования расходится с возрастом нырвакинской палеофлоры [Филиппова, 1997], который считается менее дискуссионным, чем возраст чаунской палеофлоры. Большинство специалистов рассматривают нырвакинский комплекс как местный вариант буор-кемюсской флоры, уверенно датированной альбским веком [Spicer, Nerman, 2001; Герман, 2011]. Поскольку образец для U-Pb датирования взят из пирокластических пород в составе стратифицированной толщи, объяснить это расхождение датированием молодого субвулканического тела не представляется возможным. Теоретически можно допустить, что мезофитные виды, типичные для нырвакинского комплекса, могли местами сохраниться и в позднем мелу, однако коньякский возраст данного комплекса маловероятен [А.Б. Герман, устное сообщение]. Остается предположить, что в районе залива Креста "предвулканогенная моласса"

(ольховская свита) перекрывается андезитовыми толщами и альбского, и коньякского возраста, и их разделение требует специального исследования. Не лишним будет упомянуть, что из двух десятков U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений, доступных для Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП, лишь одно соответствует альбскому веку [Pease et al., 2017]. Это определение возраста туфа аргытской толщи (105.3 ± 1.0 млн лет), принадлежность которой к ОЧВП сомнительна из-за интенсивных тектонических деформаций, не свойственных комплексам ОЧВП. Из всех прочих дат по Восточно-Чукотской СФЗ древнейшая отвечает нижней границе турона (94 млн лет).

3. В нескольких случаях изотопные даты, полученные для пород одних и тех же стратонов, оказались весьма различными. Так, U-Pb возраст образца из разреза коэквиульской свиты в верховьях р. Малый Анюй (Эльгыгытгынская СФЗ) составил 97.95 ± 0.73 млн лет (ранний сеноман), в то время как в Алькаквуинской и Пегтымельской СФЗ коэквиульская свита моложе примерно на 10 млн лет. Для образцов пучевеинской свиты получены даты 103.2 ± 1.2 и 94.1 ± 2.1 млн лет (при том, что эти образцы взяты сравнительно недалеко друг от друга и пространственно, и в разрезе – рис. 3-15, 3-17, 3-22). Для амгеньской толщи разброс оценок возраста составляет от 91.8 ± 2.0 млн лет до 84.55 ± 0.50 млн лет. Вероятно присутствие в составе данной толщи и более древних вулканитов, поскольку для гранитоидов Провиденского плутона, интродуцирующих амгеньскую толщу, получена дата 94.0 ± 1.7 млн лет. В контексте сведений об относительной кратковременности формирования ряда стратонов ОЧВП (1-2 млн лет, см. выше), существование длительных (до 10 млн лет) перерывов в накоплении вулканогенных толщ предполагает более дробное разделение некоторых стратонов. Для корректного решения этого вопроса объем данных об изотопном возрасте пород ОЧВП должен быть существенно расширен.
4. Пробы, представляющие эмунарэтскую свиту Энмываамской СФЗ, соответствуют интервалу 84-81 млн лет (сантон), что согласуется с оценкой возраста усть-эмунарэтской флоры [Моисеева, Соколова, 2014]. Вместе с тем, образцы той же свиты, отобранные в пределах Анадырского сегмента ОЧВП (Еропольско-Энмываамская СФЗ, южная часть Эльгыгытгынской и Энмываамской СФЗ), показали более древний изотопный возраст, от 94 до 84 млн лет (рис. 3-17).
5. Изотопный возраст 80.6 ± 2.6 млн лет [Сахно и др., 2010^a] показал игнимбрит риолита, отнесенный к нижней подтолще амгеньской толщи (исходя из положения в основании доступного наблюдению разреза, а также из петрографических характеристик пород). Полученная дата примерно на 20 млн лет моложе возраста амгеньской свиты, предусмотренного [Решениями..., 2009]. По мнению автора настоящей работы, это несоответствие проистекает из переоценки петрографических критериев как инструмента

корреляции вулканогенных разрезов. Логичнее смотрится вариант с включением данной пробы в разрез более молодого стратона (см. ниже).

6. Пять наиболее молодых изотопных дат получены для образцов, отобранных в юго-западной части Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП (рис. 3-15), в Амгуэмо-Канчаланском вулканическом поле и его ближайших окрестностях. Четыре из пяти указанных дат соответствуют интервалу 79-80 млн лет, что примерно на 10 млн лет моложе возраста, принятого для самых молодых стратонов этого участка ОЧВП – леурваамской и нунлигранской свит (коньяк либо турон-коньяк, 93-86 млн лет – [Филиппова, 1997; Решения..., 2009]). Это несоответствие можно объяснить, допустив либо длительное формирование данных свит, либо существование импульсов вулканической активности, разделенных долгим перерывом. Если следовать второй модели, то представляется целесообразным обособить стратоны, связанные с разными вулканическими импульсами.
7. Субвулканический пантеллерит, интрузирующий породы нунлигранской свиты в пределах Амгуэмо-Канчаланского поля, имеет еще более молодой U-Pb возраст – 67.0 ± 1.0 млн лет [Сахно и др., 2010^а]. Данное значение согласуется с результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотита из трахириолитов той же нунлигранской свиты (69.17 ± 0.64 и 70.91 ± 0.66 млн лет). Впрочем, последние две даты недостаточно надежны и не показаны на рис. 3-15 и 3-17, поскольку в их аргоновых спектрах отсутствуют плато, и их возраст рассчитан по изотопным отношениям во всем выделенном газе [Сахно и др., 2010^а]. От ближайших по изотопному возрасту пород ОЧВП изученный пантеллерит Амгуэмо-Канчаланского поля отделен интервалом в 12-13 млн лет, и нигде более в пределах ОЧВП такие молодые породы пока не обнаружены. Представляется весьма вероятным, что данные пантеллериты (и, возможно, некоторая часть разреза нунлигранской свиты) генетически связаны не с ОЧВП, а с более молодой вулканической провинцией. В юго-западной части Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП и раньше выделялись вулканы палеогенового возраста. Они объединены в составе танюерерской свиты палеоцена-эоцена, преимущественно сложенной оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами [Варламова и др., 2004ф]. Образования данной свиты несогласно налегают на породы ОЧВП и эродированные юрско-раннемеловые комплексы хребта Пекульней. Предполагается их генетическая связь со слабо изученной Анадырско-Бристольской окраинно-континентальной вулканической провинцией [Stavsky et al., 1990]. Согласно представленным выше определениям изотопного возраста, как минимум часть образований, ранее отнесенных к нунлигранской свите, следует исключить из состава

ОЧВП. Границы области перекрытия разновозрастных вулканических областей требуют дальнейшего уточнения.

8. Изученные плутоны леурваамского и кавральянского комплексов не показали значимых различий изотопного возраста (85-79 млн лет и 83 млн лет соответственно). Следовательно, эти образования можно рассматривать в составе единого плутонического комплекса, включающего фазы различного состава. Среди более древних датированных плутонов выделяются альбский (Пеледонский, 103.2 ± 1.4 млн лет) и сеноман-туронский (Провиденский, 94.0 ± 1.7 млн лет). Каждый из этих сравнительно древних плутонов имеет ряд аналогов, распространенных вдоль простирания ОЧВП не менее чем на 100-200 км.

Установленные факты расхождения между возрастом стратонов, указанных в существующих стратиграфических схемах, и результатами U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканитов, по мнению автора настоящей работы, свидетельствуют об ошибках стратиграфической привязки тех или иных вулканогенных толщ. Это вполне ожидаемое явление, если принять во внимание объективные трудности стратиграфического изучения континентальных вулканогенных толщ (см. раздел 3.1).

Вариант схемы корреляции стратонов северной части ОЧВП, составленный с учетом новых данных изотопной геохронологии, представлен на рис. 3-21. Вместе с результатами U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования стратонов ОЧВП, на этой схеме приведены значения возраста, установленные палеонтологическими и палеоботаническими методами с использованием шкалы [Gradstein et al., 2004]; учтены возраста комплексов ископаемой флоры, в отношении которых у палеоботаников нет существенных разногласий: буор-кемюсской, тыльпэгыргынайской, усть-эмунэрэтской. Также показаны изотопные возраста некоторых комплексов основания ОЧВП, детальному рассмотрению которых посвящены разделы 3.5.2–3.5.5 данной главы. Нововведения относительно прежних схем по возможности минимизированы и сводятся к следующему:

1. На основании резких различий в составе и возрасте стратонов, ранее включавшихся в разрезы одних и тех же структурно-формационных зон, рекомендуется разделить Эльгыгытгынскую СФЗ на две части, относящиеся к Анадырскому и Центрально-Чукотскому сегментам соответственно.
2. Для части Эльгыгытгынской СФЗ, относящейся к Анадырскому сегменту, предложен альтернативный вариант стратиграфического расчленения вулканитов, перекрывающих саламихинскую и вилковскую свиты. Авторами прежних схем здесь выделялись коэкуньская и пыкарваамская свиты, стратотипы которых весьма удалены от этой местности (200-300 км). Кроме того, изотопный возраст присутствующих здесь толщ соответствует более широкому временному интервалу, чем возраст пыкарваамской и

кожквуньской свит в Центрально-Чукотском сегменте (97-84 млн лет против 89-85 млн лет). Предложено выделить здесь следующие стратоны:

- 1) *мечкеревскую толщу* (по р. Мечкерева; мощность до 1200 м) – андезиты, андезибазальты, андезидациты и их туфы; горизонты туфоконгломератов, туфопесчаников и риолитовых туфов. Толща без видимого несогласия перекрывает нерасчлененные саламихинскую и вилковскую свиты. Риолитовый туф из верхней части разреза толщи показал U-Pb возраст 97.21 ± 0.93 млн лет;
 - 2) *кайемраваамскую толщу* (по р. Кайемравам; мощность до 800 м) – чередование туфов и лав риолитов, андезитов, дацитов и базальтов, горизонты туфопесчаников и туфоконгломератов; без видимого несогласия налегает на мечкеревскую толщу. Для пород кайемраваамской толщи получены шесть U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, варьирующих в интервале от 93.7 ± 1.2 млн лет до 84.2 ± 1.9 млн лет;
 - 3) *коваленковскую толщу* (по г. Коваленко; мощность до 200 м) – лавы оливиновых базальтов, венчающие доступный наблюдению разрез и без явного несогласия перекрывающие кайемраваамскую толщу. По петрографическим характеристикам эти породы подобны типичным "верхним базальтам" ОЧВП (см. раздел 2.3), однако, по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования плагиоклаза, базальты коваленковской толщи примерно на 10 млн лет древнее (86.8 ± 2.7 млн лет против 79-74 млн лет).
3. Нижнюю часть пучевеемской свиты, для которой получена дата 103.2 ± 1.2 млн лет, рекомендуется классифицировать как отдельный стратон – *лелювеемскую толщу* (мощностью около 1700 м). Название "пучевеемская свита" остается за верхней частью прежней пучевеемской. Согласно новой трактовке, пучевеемская свита имеет мощность около 1400 м (вместо прежних 3100 м) и залегает на лелювеемской толще без видимого углового несогласия, но отделена перерывом в извержениях продолжительностью около 10 млн лет. Несмотря на сходный состав, лелювеемская толща и пучевеемская свита различаются строением разреза: в пучевеемской яснее выражено слоистое строение, и больше доля туффитов. Указанные стратоны имеют разный фототон на космических снимках (рис. 3-22), что позволяет определить положение их границы.
4. Изотопное датирование подтверждает коньякский возраст вапанайской свиты (как в [Решениях..., 2009]). На картах третьего поколения масштаба 1:1 000 000 [Мальшева и др., 2012] этот стратон в разрезе помещен выше эмунэрэтской свиты, изотопный возраст которой соответствует сантону (85-81 млн лет). Поскольку нет надежных свидетельств налегания вапанайской свиты на эмунэрэтскую, положение о коньякском возрасте вапанайской свиты не противоречит прямым взаимоотношениям геологических тел. Фауна, собранная в подстилающих вапанайскую свиту осадочных породах преддужья



Рис. 3-21. Схема корреляции разрезов северной части ОЧВП (сегменты: Восточно-Чукотский, Центральнo-Чукотский и северная часть Анадырского). Составлена на базе принятых схем [Решения..., 2009; Варламова и др., 2004ф] с использованием всех доступных на начало 2017 г. U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, исключая определения по валовым пробам (данные автора с привлечением материалов из публикаций [Kelley et al., 1999; Сахно и др., 2010^а; Акинин, Миллер, 2011; Pease et al., 2017]). Границы структурно-формационных зон показаны на рис. 3-15.

1 – базальты, 2 – андезиты и базальты, 3 – андезиты, 4 – андезиты, вулканомиктовые конгломераты и песчаники; 5 – андезиты и дациты; 6 – андезиты, риолиты, дациты, базальты; 7 – риолиты и дациты; 8 – риолиты; 9 – шошониты и латиты; 10 – гранитоидные плутоны; 11 – субвулканические пантеллериты. Подчеркиванием выделены интервалы возраста соответствующих комплексов ископаемой флоры и фауны (пояснения в тексте). Названия заново выделенных стратонов показаны жирным шрифтом; в скобках – названия стратонов, не включенных в состав ОЧВП. Мощность стратонов указана максимальная, по данным [Решения..., 2009; Варламова и др., 2004ф], поэтому суммарная мощность разрезов завышена.

ОЧВП, датирована интервалом турон-коньяк [Решения..., 2009] или коньяк-кампан [Малышева и др., 2012]. Единичные находки сантон-кампанских иноцерамов *Inoceramus modica* Zon., *I. nagaoui* Mats. et Ueda характеризуют верхнюю часть разреза вулканогенно-осадочных пород преддужья, непосредственный контакт которой с вулканитами вапанайской свиты не описан.

5. Нижняя часть разреза вулканитов в районе истоков рр. Паляваам, Вульвывеем, Чаантальвэгыргын и Бол. Осиновая (граничная область Восточно-Чукотской и Энмываамской СФЗ; см. также рис. 2-36) моложе амгеньской толщи, к которой она отнесена [Варламова и др., 2004ф, Малышева и др., 2012] (88 млн лет против 92 млн лет). Эту часть разреза (риолитовые и дацитовые спеченные туфы, игнимбриты и лавы нормальнощелочного и субщелочного рядов, мощностью до 1500 м) рекомендуется выделить в новый стратон – *чаантальскую толщу* (по р. Чаантальвэгыргын). Верхняя часть разреза в данном районе (до 800 м) по возрасту и составу идентична существенно кремнекислым толщам Алькаквуньской и Пегтымельской СФЗ: все они сформированы в узкий интервал времени 89-87 млн лет, имеют отчетливо выраженное слоистое строение (как на рис. 2-11г, 2-34), содержат горизонты кайнотипных пород (витрофиров) и обильные прослои туффитов и туфопесчаников, а пирокластические породы в них спечены сравнительно слабо. По аналогии со смежной частью Пегтымельской СФЗ [Варламова и др., 2004ф] представляется допустимым отнести эти вулканиты к кытапкайской свите.
6. Вулканиты, выполняющие Мраморную кальдеру в том же районе (рис. 2-36, 2-37), оказались моложе пород, обнажающихся в сопредельных структурах (84.55 ± 0.50 млн лет против 88-87 млн лет). Изменчивость разрезов вулканоструктур исключает возможность их корреляции по петрографическим признакам (см. раздел 2.7.2), поэтому, в условиях

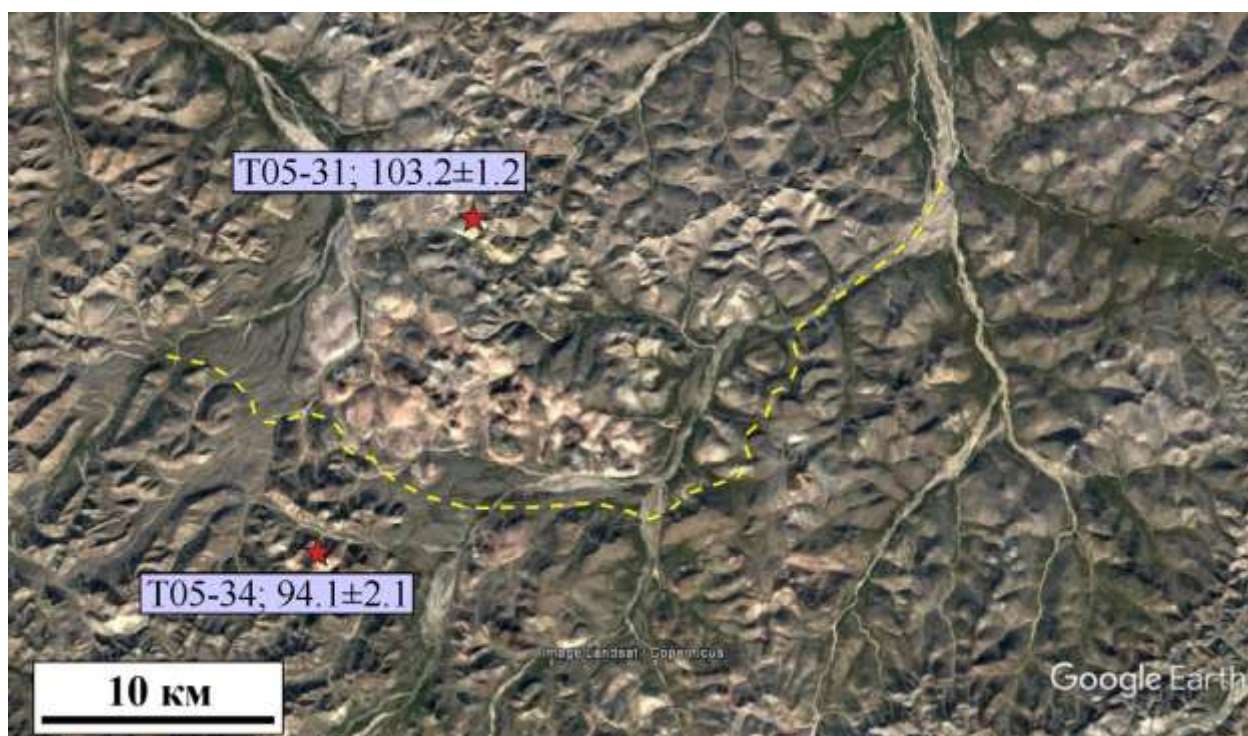


Рис. 3-22. Фрагмент космического снимка западной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП с указанием точек отбора проб на U-Pb датирование из пород пучевеемской свиты, номеров проб и результатов анализа (млн лет, погрешность 2σ). Существенная разница в возрасте (около 10 млн лет) при близком положении проб в разрезе предполагает существование длительного перерыва в извержениях. Разновозрастные части разреза свиты характеризуются различным фототонном (граница приблизительно показана желтым пунктиром).

дефицита данных о возрасте пород, каждая из кальдер здесь может рассматриваться как отдельная структурно-формационная зона. Чтобы избежать излишне дробного районирования, в качестве временной меры предлагается отнести разрезы подобных кальдер к отдельному стратону (интекинской толще или интекинскому кальдерному комплексу, как в [Решениях..., 2009]). Максимальная мощность интекинской толщи, преимущественно сложенной риолитовыми и дацитовыми спекшимися туфами, игнимбритами и лавами, оценивается в 2100 м. Накопление результатов прецизионного датирования вулканитов со временем должно создать основу для ее дальнейшего стратиграфического расчленения.

7. Возраст 88.1 ± 1.2 млн лет, определенный для дацитового туфа из разреза нырвакинотской свиты, несмотря на некоторое искушение, сложно признать основанием для пересмотра альбского возраста нырвакинотской флоры [Филиппова, 1997]. До появления более представительных данных предлагается считать, что данное расхождение возникло из-за взаимного наложения двух стратонов сходного (преимущественно андезитового) состава – альбской нырвакинотской и коньякской экитыкинской свит. Действительно, расстояние от точки отбора пробы T06-22 с коньякским U-Pb возрастом до ближайшего выхода экитыкинской свиты составляет менее 10 км [Варламова и др., 2004ф].

8. Некоторые из наблюдаемых расхождений между изотопным возрастом вулканитов ОЧВП и их положением в принятых стратиграфических схемах можно объяснить, не меняя самих схем, а лишь скорректировав конфигурацию границ стратонов. Помимо изложенной выше рекомендации распространить ареал экитыкинской свиты на юг, представляется целесообразным включить в состав леурваамской свиты риолитовые игнимбриты бассейна р. Канчалан, ранее отнесенные к амгенской толще, но показавшие U-Pb возраст 80.6 ± 2.6 млн лет.

Многие вулканогенные толщи, возраст которых неразличим в пределах погрешности изотопного датирования (около 1 млн лет), имеют весьма различный состав. Например, в альбе практически одновременно накапливались саламихинская свита (андезибазалты и андезиты) и лелювеевская толща (риолиты). Впрочем, в интервал 1-2 млн лет укладывается почти весь доступный разрез Алькаквуньской и Пегтымельской СФЗ, включающий целый ряд стратонов весьма различного состава (рис. 3-21). Можно допустить, что разные по составу толщи не являются совершенно одновозрастными, и их формирование разделяется интервалами в десятки – сотни тысяч лет. Однако во многих разрезах вулканиты контрастного состава чередуются, что указывает на практически одновременное поступление на поверхность магм, происходящих из различных источников.

Результаты изотопного датирования позволяют уточнить оценки продолжительности накопления тех или иных вулканогенных толщ. Прежние стратиграфические схемы [Решения..., 2009] показывают широкий разброс оценок, от первых млн лет до 10-12 млн лет. Обобщение доступных U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений возраста показывает, что *большинство выделяемых в настоящее время толщ и свит ОЧВП сформировано в течение 1-2 млн лет* или даже быстрее. Лишь изредка (например, в случае с кайемраваамской толщей и леурваамской свитой) образцы из одного стратона показывают разброс значений возраста до 10 млн лет. Представляется вполне вероятным, что в действительности этот разброс связан с наложением нескольких разобщенных во времени импульсов вулканической активности. С появлением достаточного количества датировок высокого разрешения продукты этих импульсов можно будет отнести к разным стратонам.

Без сомнения, предлагаемая стратиграфическая схема носит предварительный характер. Корректно составленная модель требует более представительной фактической базы. Вместе с тем, есть надежда, что уже существующие возрастные реперы в дальнейшем не будут передвигаться в зависимости от позиции исследователя, и данная схема будет дорабатываться без кардинальных перестроек.

Пространственные и временные вариации активности Охотско-Чукотского пояса

Интерпретация результатов, представленных в предыдущем разделе, в комплексе с литературными данными [Мишин и др., 2008; Акинин, Миллер, 2011], позволяет сформулировать следующие положения, касающиеся вопросов динамики ОЧВП в целом:

1. Формирование вулканических полей Охотско-Чукотского пояса началось примерно в середине альбского века, что вполне соответствует стратиграфическим схемам, разработанным на палеоботанической основе [Филатова, 1988; Белый, 1994, и другие]. Из опубликованных изотопных дат наиболее древние – около 106 млн лет [Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров и др., 2006]. Поскольку образцы для датирования взяты не из самого основания разреза вулканитов, активные извержения, вероятно, начались несколько раньше (но, исходя из данных о возрасте палеофлоры, вряд ли раньше, чем 109-110 млн лет назад).
2. Извержения начались практически одновременно в большинстве сегментов ОЧВП, от Западно-Охотского до Анадырского. В двух северных сегментах вулканического пояса, в Центрально- и Восточно-Чукотском, альбские вулканиты тоже присутствуют, но есть серьезные основания не считать их связанными с ОЧВП (см. разделы 3.5.5 и 3.5.6). Для вулканитов, связь которых с ОЧВП несомненна, на территории Центральной и Восточной Чукотки пока не получены изотопные даты древнее раннетуронских (93 млн лет). Кроме того, среди детритовых цирконов из базальных конгломератов нырвакинотской толщи в районе залива Креста наиболее многочисленная популяция имеет возраст 92-93 млн лет (неопубликованные данные Я. Хаясака и С.Д. Соколова). В сумме представленные выше сведения дают повод усомниться в альбском возрасте нырвакинотской флоры [Решения..., 2009; Филиппова, 1997] и вмещающих ее вулканитов. Тем не менее, уважая мнение специалистов-палеоботаников и признавая недостаточную представительность новых изотопных данных в стратотипической местности нырвакинотской толщи (район залива Креста), автор настоящей работы воздерживается от окончательных выводов в этом плане, оставляя последнее слово за результатами будущих исследований.
3. Несмотря на то, что нижние части разреза ОЧВП обычно сложены вулканитами среднего – основного состава ("нижние андезиты"), альбом датированы и некоторые мощные кремнекислые толщи, например, лелювеевская толща в юго-западной части Центрально-Чукотского сегмента (рис. 3-21).
4. Изотопный возраст наиболее молодых вулканитов ОЧВП ("верхних базальтов") – 79-74 млн лет (кампан; см. рис 3-20а). *Нет признаков сколь-либо длительного, свыше 1-2 млн лет, перерыва между накоплением "верхних базальтов" и более древних стратонитов ОЧВП.* Общая продолжительность формирования ОЧВП составляет около 30 млн лет.

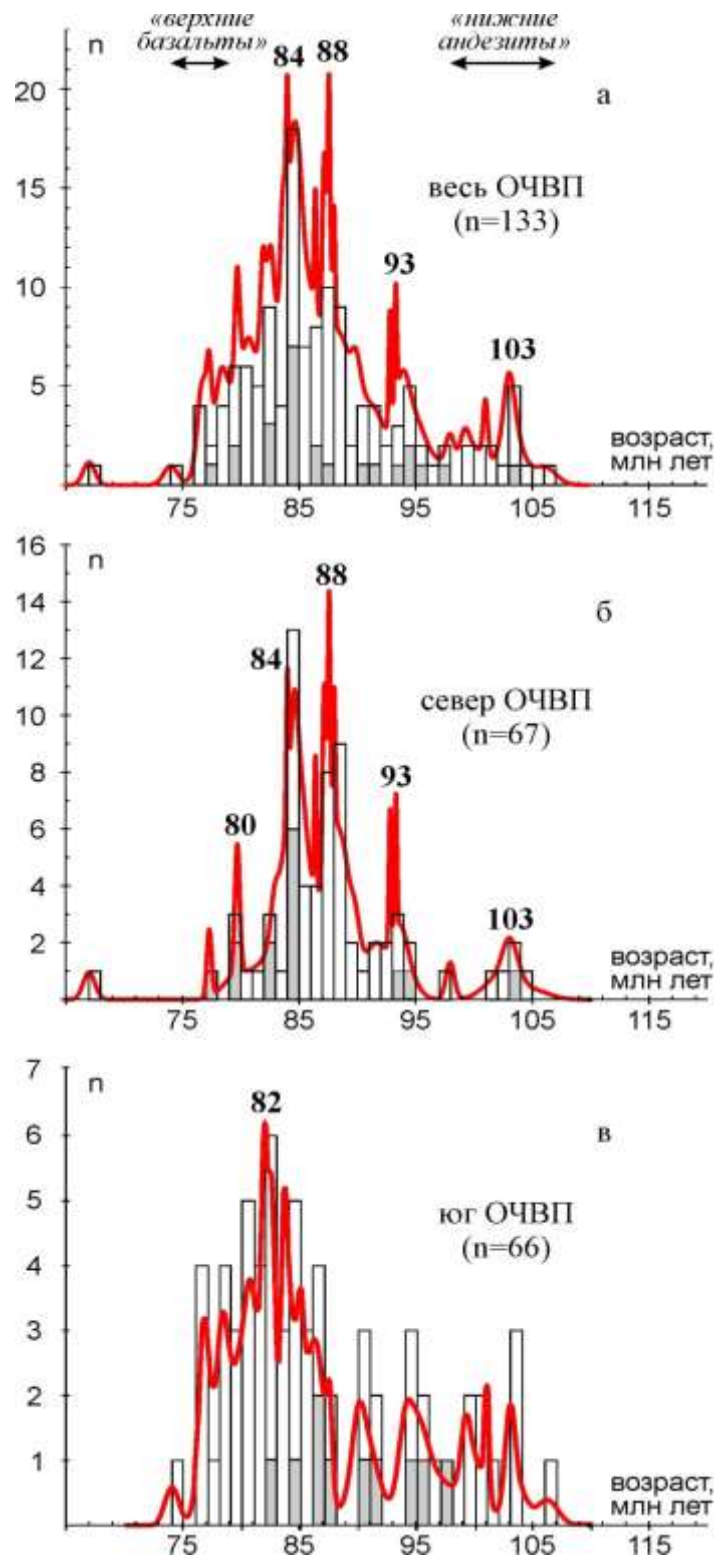


Рис. 3-23. Гистограммы распределения U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста магматических пород Охотско-Чукотского пояса: а – весь ОЧВП, б – северная часть (Анадырский, Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты), в – южная часть (Охотский и Западно-Охотский сегменты). Красная линия – относительная плотность вероятности распределения изотопного возраста. Серой заливкой показаны возраста плутологических пород.

Источники данных: [Moll-Stalcup et al., 1995; Kelley et al., 1999; Calvert, 1999; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Akinin, Calvert, 2005; Петров и др., 2006; Мишин и др., 2008; Сахно и др., 2010^a; Тихомиров и др., 2006; Акинин, Миллер, 2011; Малышева и др., 2012; Tikhomirov et al., 2012; Akinin et al., 2014; Pease et al., 2017] и неопубликованные данные автора.

5. Более половины полученных значений возраста соответствуют интервалу *89-80 млн лет (коньяк – ранний кампан)*. Именно этот период, а не альб-сеноманский [Белый, 1977, 1994; Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007] следует считать *временем наибольшей активности Охотско-Чукотского пояса* (к аналогичному заключению пришли В.В. Акинин и Э.Л. Миллер [2011]). Данное обстоятельство, в частности, указывает на то, что разница в возрасте Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов менее значима, чем это считалось ранее: в пределах обеих геоструктур главный импульс вулканической активности приходится на коньяк-кампанское время. На территории обоих вулканических поясов выявлены магматические образования возрастом от альба до палеогена, и различны лишь объемы разновозрастных вулканитов (сведения о геохронологии Восточно-Сихотэ-Алинского пояса приведены в разделе 6.1.10).
6. Активность ОЧВП распределена во времени весьма неравномерно (рис. 3-23); этот факт также отмечен в работе В.В. Акинина и Э.Л. Миллера [2011]. Наиболее крупные статистические максимумы приходятся на альб (103 млн лет), турон (93 млн лет), коньяк (88 млн лет) и сантон (84 млн лет). В северной части ОЧВП пульсации вулканизма выражены ярче (рис. 3-23б, в), если этот факт не связан с недостаточной представительностью опробования. Эпизодический характер активности вполне обычен для крупных вулканических провинций, как субдукционных, так и внутриплитных [Henry, Ressel, 2000; de Silva, Gosnold, 2007; Bryan, Ernst, 2008; Bryan et al., 2002]. Там, где в распоряжении исследователей оказывается достаточное количество прецизионных изотопных датировок, удается выявить эпизодичность вулканизма и на уровне более коротких временных интервалов, порядка сотен тысяч лет [de Silva, Gosnold., 2007]. На рис. 3-24 показаны участки выхода вулканогенных толщ, сформированных в результате пяти импульсов вулканической активности: (1) 106-98 млн лет (альб), (2) 94-91 млн лет (турон), (3) 89-87 млн лет (коньяк), (4) 85-84 млн лет (сантон), и (5) 79-74(?) млн лет (кампан). В последний из перечисленных импульсов извержены "верхние базальты", для которых в пределах данной территории нет U-Pb датировок, а $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст определялся только по валовым пробам [Белый, Белая, 1998; Stone et al., 2009]. Тем не менее, палеомагнитные данные (см. раздел 3.3) подтверждают полученные значения, указывая на формирование "верхних базальтов" в эпоху прямой полярности геомагнитного поля, предположительно в интервале 79-71 млн лет. Указанные значения возраста согласуются с результатами датирования "верхних базальтов" Охотского сегмента ОЧВП [Акинин, Миллер, 2011] и с возрастом ископаемой флоры [Филиппова, 2009; Герман, 2011].

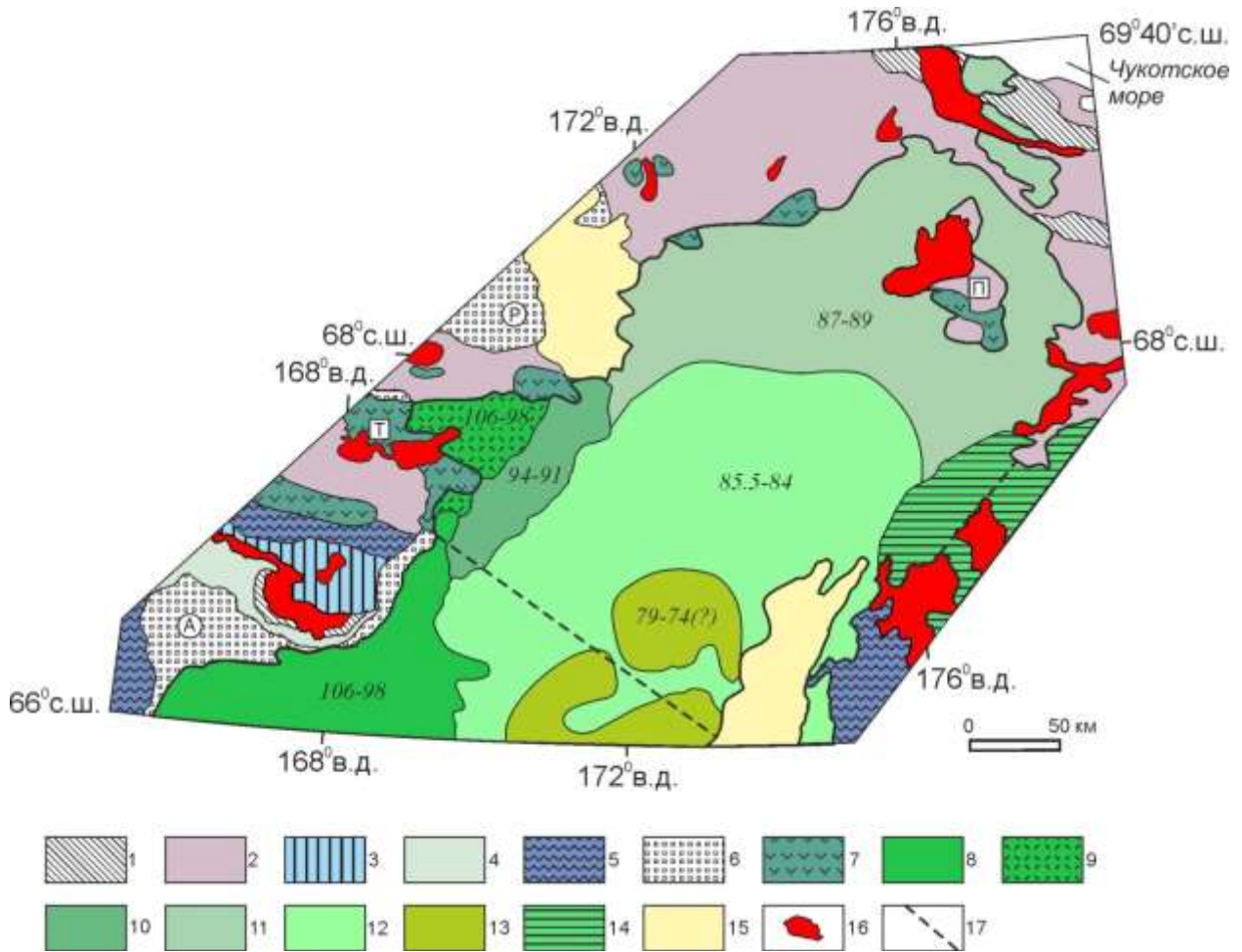


Рис. 3-24. Схема геологического строения Центральной Чукотки с указанием разновозрастных вулканогенных толщ Центрально-Чукотского сегмента и северной части Анадырского сегмента ОЧВП. Составлена по данным, представленным в таблице 3-1 и на рис. 3-12 и 3-21, с использованием данных дешифрирования космических фотоснимков и комплекта геологических карт масштаба 1:500 000 [Варламова и др., 2004ф].

1 – выходы палеозойского фундамента; 2 – терригенно-обломочные толщи перми и триаса; 3 – осадочные и вулканогенные комплексы Южно-Анюйской сутурной зоны; 4 – осадочные и вулканогенные комплексы Олойской складчатой зоны; 5 – фрагменты островодужных комплексов юрско-раннемелового возраста; 6 – позднеюрско-раннемеловые впадины, выполненные терригенно-обломочными толщами (А – Айнакургенская, Р – Раучуанская); 7 – континентальные раннемеловые вулканогенные комплексы, не включенные в состав ОЧВП (Т – Тытыльвеевский прогиб, П – Паляваам-Пегтымельский вулканический ареал); 8-14 – ОЧВП, продукты главных импульсов активности: 8-9 – 106-98 млн лет (8 – преимущественно андезиты, 9 – преимущественно риолиты), 10 – 94-91 млн лет, 11 – 89-87 млн лет, 12 – 85.5-84 млн лет, 13 – "поздние базальты", 79-74(?) млн лет; 14 – часть вулканического пояса, для которой имеющегося материала недостаточно для разделения продуктов разных стадий формирования ОЧВП; 15 – позднекайнозойские впадины с рыхлыми осадками; 16 – гранитоидные и габбро-гранитоидные плутоны; 17 – границы сегментов ОЧВП.

Пространственные взаимоотношения разновозрастных вулканических полей подтверждают высказанное выше положение о смещении сенонских вулканических центров относительно альбских к востоку не менее чем на 100 км. На территории Северной Чукотки (в Пегтымельском прогибе, по В.Ф. Белому) возрастная зональность

ОЧВП неочевидна из-за широкого распространения толщ, датированных интервалом 89-87 млн лет – возможно, скрывающих под собой более древние вулканиты.

7. Наиболее выраженный статистический минимум на рис. 3-23 соответствует сеноманскому веку (100-94 млн лет). Относительную редкость сеноманских вулканитов можно объяснить их захоронением под более молодыми толщами. Однако еще более древние датировки – альбские – встречаются гораздо чаще сеноманских. Следовательно, *в сеноманский век вулканическая активность ОЧВП значительно снизилась*. С данным выводом согласуются сведения об относительной редкости сеноманских флор в разрезах ОЧВП [Herman, Sokolova, 2016]. Существуют и общегеологические подтверждения "сеноманской паузы" ОЧВП. Во-первых, выходы крупных гранитоидных интрузивов заметно чаще пространственно связаны с "нижними андезитами", чем с прочими компонентами разреза ОЧВП (рис. 2-2), что свидетельствует об их сравнительно глубоком уровне среза. Во-вторых, Пеледонский плутон (рис. 3-15) с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом 103.2 ± 1.4 млн лет интродуцирует саламихинскую и вилковскую толщи Анадырского сегмента ОЧВП, и с размывом перекрыт вулканитами, отнесенными либо к еропольской толще [Малышева и др., 2012], либо к каленьмуваамской свите [Варламова и др., 2004ф]. В стратиграфической схеме, представленной на рис. 3-21, эти вулканиты занимают то же положение и характеризуются тем же составом, что и кайемраваамская толща турон-коньякского возраста. Выведение данного плутона на поверхность должно было занять значительное время, не менее нескольких миллионов лет – это крупный массив (до 100 км в длину при современном эрозионном срезе), сложенный преимущественно средне- и крупнозернистыми породами, кристаллизовавшимися на глубине не менее 1-2 км. То же самое можно сказать об интрузивах олойского комплекса, интродуцирующих саламихинскую и вилковскую свиты в бассейне р. Олой. Период эрозии альбских плутонов ОЧВП вполне мог соответствовать сеноманской вулканической паузе.
8. Юго-западная часть Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП выделяется сравнительно молодым возрастом всего доступного наблюдению разреза, около 80 млн лет (рис. 3-15). Здесь же взята проба субвулканических пантеллеритов, показавшая маастрихтский возраст (67.0 ± 1.0 млн лет), резко отличающийся от возраста всех прочих полученных изотопных дат. Вместе с базальтами танюерской свиты, содержащей споро-пыльцевые комплексы палеоцена-эоцена [Варламова и др., 2004ф], эти пантеллериты рассматриваются как производные *магм, генетически связанных не с ОЧВП, а более молодой магматической провинцией*. Наиболее вероятна их связь с Анадырско-Бристольской вулканической провинцией кампана-палеоцена [Stavsky et al., 1990; Акинин, Миллер, 2011; см. также рис. 2-40].

9. Несогласное налегание коньякских (вапанайская свита) и более молодых толщ ОЧВП на образования преддугового прогиба [Трунов, 1972ф; Малышева и др., 2012] указывает на *факт миграции вулканического ареала в восточном направлении не менее чем на 100 км в предконьякское время*. С этим выводом согласуется хорошо известный факт асимметричного распределения разновозрастных толщ в Анадырском и Западно-Охотском сегментах ОЧВП: обширные поля альбских вулканитов трассируют западный край вулканического пояса и практически отсутствуют у его восточных границ (рис. 3-24). Отчетливое угловое несогласие между смятыми в пологие складки комплексами преддужья и практически недеформированными вулканитами – признак *компрессионного события*, с которым, возможно, и связано пространственное смещение вулканической активности. Незначительная разница в возрасте толщ преддужья и перекрывающих вулканитов позволяет уверенно датировать это тектоническое событие началом коньякского века. Поскольку деформациям подверглись только осадочные толщи преддугового прогиба, а разновозрастные им толщи вулканитов не несут явных следов компрессии, можно заключить, что сжатие было сравнительно слабым, и его последствия в тыловой части ОЧВП незаметны. К таким последствиям можно отнести, например, относительно глубокую эрозию некоторых участков вулканического пояса (Оконайто-Пеледонское поднятие – рис. 2-29), где крупные альбские плутоны были выведены на поверхность до начала интенсивных извержений в коньяк-сантонское время.
10. Помимо пространственного смещения ареалов вулканической активности, за сеноманской паузой последовало и изменение среднего состава извергаемых магм. Толщи "нижних андезитов" являются продуктом альбского импульса активности, а в составе турон-сенонских стратонсов преобладают кремнекислые вулканиты.
11. Доступные результаты прецизионного изотопного датирования позволяют полуколичественно оценить продуктивность магматической системы ОЧВП (см. главу 4).

* * *

Защищаемые положения, касающиеся вопросов геохронологии Охотско-Чукотского пояса, сформулированы в конце настоящей главы. Наиболее перспективными направлениями дальнейшего геохронологического исследования ОЧВП представляются следующие:

- 1) расширение территории, охваченной U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием, в первую очередь – в пределы Пенжинского сегмента ОЧВП, для которого подобные данные пока не получены;
- 2) уточнение возраста стратонсов, для которых получены изотопные датировки, различающиеся более чем на 5 млн лет, с возможным выделением новых стратонсов;
- 3) датирование толщ из основания разреза разных сегментов ОЧВП с целью установить возможный факт миграции начала вулканизма;

- 4) уточнение границ распространения внутри ОЧВП магматических образований, связанных с наложенными (посткампанскими) проявлениями эндогенной активности;
- 5) построение динамической модели ОЧВП, учитывающей пространственно-временные вариации интенсивности активности различных сегментов вулканического пояса.

3.5.2. Уточнение возраста комплексов Удско-Мургальского вулканического пояса

В данном разделе рассмотрены вопросы геохронологии магматических комплексов, которые включались в состав Охотско-Чукотского пояса лишь самыми первыми из геологов – исследователей Северо-Востока Азии [Устиев, 1959]. В.Ф. Белый [1977, 1994] частично относил эти образования к фронтальной зоне ОЧВП, частично - к "Тайгоносской андезитовой геосинклинали". С 1980-х гг. [Парфенов, 1984; Филатова, 1988] субаквальные и субаэральные вулканы титона и неокома и родственные им гранитоидные плутоны, перекрытые толщами ОЧВП на территории от западного Приохотья до бассейна р. Анадырь, принято рассматривать как реликты Удско-Мургальского вулканического пояса (УМВП) (рис. 2-1). Согласно современным представлениям [Соколов и др., 1999, 2000; Sokolov et al., 2009^б], эта магматическая провинция, являясь непосредственной предшественницей ОЧВП, сформировалась над зоной субдукции литосферы Палеоокеана под азиатский континент. Общие сведения об этой геоструктуре приведены в разделе 2.1.

Наиболее крупные выходы комплексов УМВП известны в западном Приохотье (бассейн рр. Уда, Маймакан, Мая), на полуостровах Кони и Пьягина, на западном побережье залива Шелихова (бассейн р. Тахтояма), на полуострове Тайгонос, в районе Мургальского поднятия (рис. 2-1, 2-2, 2-3). Значительное пространственное перекрытие УМВП и ОЧВП подтверждается широким распространением вулканитов верхнеюрской момолтыкичской свиты в фундаменте Охотского сегмента ОЧВП, эродированного глубже, чем прочие отрезки вулканического пояса (рис. 2-2; см. также раздел 2.4). Принято считать, что юго-западный сегмент УМВП представляет из себя вулканическую область андийского типа, при отсутствии образований, которые можно было бы отождествить с реликтами задугового бассейна – [Соколов и др., 1999, 2000]. Далее к северо-востоку вулканиты УМВП все чаще переслаиваются с морскими осадками, уже в районе п-ова Тайгонос приобретая типичный облик островодужных формаций [Некрасов, 1976; Парфенов, 1984; Филатова, 1988]. Еще дальше на северо-восток, на территории Чукотки, выходят реликты позднеюрско-раннемеловых островных дуг (Пекульнейской, Золотогорской), которые рассматриваются некоторыми исследователями как непосредственное продолжение Удско-Мургальской активной окраины [Морозов, 2001; Lawver et al., 2002]. Учитывая различия мнений геологов, а также фрагментарную обнаженность УМВП, пока что нельзя исключить, что его северные сегменты, соответствующие

современному Мургальскому поднятию и полуострову Тайгонос, могли быть сформированы в островодужной, а не в окраинно-континентальной обстановке.

В разрезах УМВП нередко присутствует морская фауна, что несколько облегчает задачи стратиграфической корреляции. Однако в отношении верхних, субаэральных стратонов сохраняется ряд нерешенных вопросов, что не позволяет уверенно судить ни о полном возрастном интервале УМВП, ни о деталях его эволюции, ни о продолжительности вулканической паузы, разделяющей комплексы УМВП и ОЧВП.

Как правило, комплексы ОЧВП и УМВП разделены отчетливым угловым несогласием [Филатова, 1988; Варламова и др., 2004ф; Горячев, 2005]. Однако на тех участках, где породы УМВП представлены субаэральными вулканитами, разница в характере залегания и степени изменения пород, относимых к разным вулканическим поясам, невелика. В таких случаях несогласие в основании разреза ОЧВП не выглядит более значимым, чем обычные внутренние несогласия континентальных вулканогенных толщ. Наиболее молодые из вулканитов УМВП отнесены к апту-альбу [Некрасов, 1976; Бондаренко и др., 1999; Sokolov et al, 2009^b; Варламова и др., 2004ф]. Точность датирования стратонов недостаточна для оценки продолжительности предполагаемой вулканической паузы, предшествовавшей началу активности ОЧВП.

Неоднозначность взаимоотношений УМВП и ОЧВП проявляется, в частности, в том, что некоторые вулканогенные стратоны лишены определенной привязки к тому или иному вулканическому поясу. Такова, например, *восточноберезовская толща* (в [Варламова и др. 2004ф] и в некоторых более ранних источниках упоминается как *березовская свита*), распространенная в бассейне среднего течения р. Анадырь и представленная чередованием вулканитов различного состава (от базальтов до риодацитов), а также туфогенных конгломератов, песчаников и алевролитов. По растительным остаткам восточноберезовская толща датирована лишь с точностью до отдела (ранний мел; [Варламова и др., 2004ф]), однако в стратиграфических схемах она отнесена к нижнему-среднему альбу [Решения..., 2009; Малышева и др., 2012] или среднему-позднему альбу [Варламова и др., 2004ф]. На всех схемах она отделена перерывом и несогласием как от стратонов УМВП (усовская свита готерива), так и от стратонов ОЧВП (волчинская толща/свита турона). Таким образом, нет данных, позволяющих уверенно соотнести восточноберезовскую толщу с комплексами УМВП или ОЧВП.

⁴⁰Ar/³⁹Ar и U-Pb методы датирования использовались для оценки возраста стратонов УМВП еще реже, чем для ОЧВП. По состоянию на март 2017 г. опубликована всего одна SHRIMP U-Pb дата по вулканитам – для риолита веринского комплекса, считающегося временным аналогом момолтыкичской свиты [Акинин, Миллер, 2011]. Значение возраста составляет 150.3±0.8 млн лет (СКВО = 1.1, P=0.30). К сожалению, эта проба взята не из самого

верха разреза УМВП, и полученная дата лишь подтверждает факт присутствия в разрезе УМВП образований кимериджа-титона, в согласии с существующими стратиграфическими схемами [Решения..., 2009]. Более представителен материал по U-Pb возрасту гранитоидов, предположительно связанных с магматической системой УМВП [Андреева и др., 1997; Фаррар, 1992; Лучицкая и др., 2003; Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004]. Для них получен ряд значений в интервале 106-100 млн лет, что в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом нижних (альбских) стратонов ОЧВП. Подобное перекрытие указывает на то, что взаимоотношения ОЧВП и УМВП могут быть сложнее, чем предполагают современные тектонические реконструкции. Вопрос о временной границе между УМВП и ОЧВП обсуждается в финальной части данного раздела.

Ниже представлены результаты U-Pb датирования цирконов из вулканитов восточноберезовской толщи (березовской свиты), дополняющие существующие представления об истории формирования УМВП. В конце раздела обсуждается весь комплекс данных прецизионной геохронологии, доступных для данной геоструктуры.

Краткие сведения о геологическом строении изученного района

Образцы для изотопного датирования взяты в бассейне р. Правая Убиенка (рис. 3-16, 3-24). Здесь распространены вулканиты фронтальной зоны Анадырского сегмента ОЧВП, среди которых доминируют андезиты (убиенкинская толща, коньякский ярус). К востоку вулканиты сменяются грубообломочными вулканомиктовыми толщами преддужья ОЧВП (кривореченская, крестовская, дуговская свиты) общей мощностью свыше 3 км. Постепенное, фаціальное замещение вулканитов конгломератами можно видеть в породах волчинской свиты турона, имеющей мощность до 1300 м и ширину выходов до 10 км. Породы преддугового бассейна смяты в пологие складки, преимущественно СВ простирания, с наклоном крыльев до 15-20°, реже до 30-40° [Трунов, 1972ф]. В вулканитах складки выражены слабее и быстро затухают к северо-западу, вглубь ОЧВП.

Образования УМВП в рассматриваемом районе слагают северо-восточное окончание Мургалевского поднятия (рис. 2-3) и небольшой, 30 x 10 км, Убиенкинский горст на его простирании (рис. 3-16, 3-25). Они представлены вулканитами травкинской (титон-берриас), усовской (готерив-баррем) свит, березовской свиты / восточноберезовской толщи (нижний-средний альб), вулканомиктовыми конгломератами ярангинской свиты берриаса-валанжина, а также раннемеловыми габбро-гранитоидными плутонами мургалевского комплекса. Стратифицированные образования смяты в складки меридионального и северо-восточного простирания, углы падения слоев достигают 50-70° [Трунов, 1972ф]. Породы УМВП с несогласием перекрыты вулканитами ОЧВП и обломочными толщами его преддугового бассейна. Относительно надежно, по определениям фауны двустворок, установлен лишь

возраст травкинской свиты. Остальные стратоны датированы условно, на основании литологического сходства со стратотипами, описанными в бассейне среднего течения р. Анадырь, в 100-150 км к юго-западу от изученного района. Общая продолжительность формирования изученного фрагмента УМВП, согласно легенде [Варламова и др., 2004ф], составляет около 40 млн лет, а венчающая его разрез восточноберезовская толща оказывается, как отмечено выше, почти синхронной с нижними толщами Охотско-Чукотского пояса.

Результаты полевых исследований и отбор образцов для изотопного датирования

Согласно результатам полевых работ, проведенных в 2008 г. (рис. 3-26), в районе Убиенкинского горста обнажаются лишь две литологически различные толщи, входящие в состав УМВП (а не четыре, как показано на картах последней редакции – рис. 3-25). По сумме признаков, эти образования относятся к (1) травкинской свите (толща туфогенных песчаников и конгломератов с фауной двустворок *Vuchia*; горизонты лав и субвулканические тела базальтов, андезитов и риолитов); и (2) восточноберезовской толще (субаэральные вулканиты – туфы, игнимбриты и лавы андезитов и дацитов с маломощными горизонтами вулканомиктовых конгломератов и песчаников).

Образования травкинской свиты (рис. 3-27а) слагают небольшой блок размером примерно 2х3.5 км. Внутри этого блока породы падают на северо-восток под углами 50-70°. Покровы восточноберезовской толщи (рис. 3-27б) залегают на них резко несогласно, местами контакт тектонический. На изученном участке породы восточноберезовской толщи образуют пологую антиклинальную складку северо-восточного простирания, с наклоном крыльев от 10 до 25°. Выходам вулканогенной усовской свиты, показанным на рис. 3-25, соответствует полого залегающая толща вулканомиктовых конгломератов со значительной (около 50%) долей окатанных обломков кремнекислых пород (рис. 3-26, 3-27в). С учетом литологического состава и структурного положения эти породы отнесены к кривореченской свите преддугового прогиба ОЧВП.

Для оценки изотопного возраста были выбраны три образца: 381.03/08 – мелкопорфировый массивный риолит (поток или субвулканическое тело) из разреза травкинской свиты, обр. 384.03/08 и 374.03/08 – дацитовая лава и дацитовый туф восточноберезовской толщи (рис. 3-26). По результатам изучения мономинеральных фракций циркона в катодолюминесцентном изображении выделенные кристаллы имеют магматическую природу и лишены явных следов унаследованных ядер. U–Pb анализы выполнены на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов). Результаты датирования представлены в таблице 3-2 и на рис. 3-28.

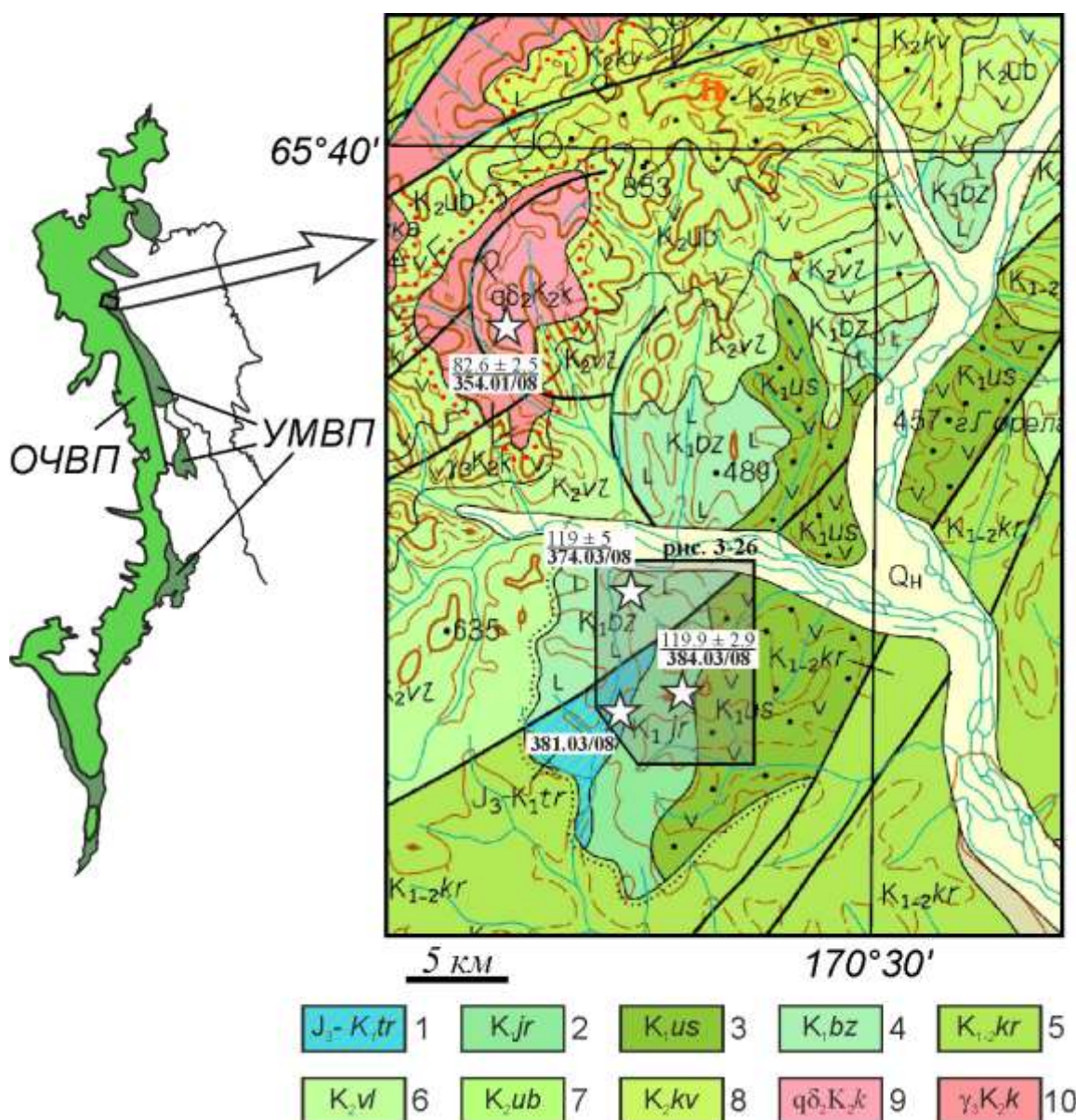


Рис. 3-25. Геологическое строение Убиенкинского горста и сопредельной территории. Фрагмент геологической карты [Варламова и др., 2004ф] с указанием точек отбора проб для U-Pb датирования цирконов. В подписях к точкам числитель – полученное значение возраста (погрешность 2σ), знаменатель – номер пробы.

1 – травкинская свита, титон – ранний берриас (туфоалевролиты, туфопесчаники, песчаники, реже туфы и лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацитов и риодацитов); 2 – ярангинская свита, поздний берриас – валанжин (алевролиты и песчаники, включая туфогенные разности, туфоконгломераты, дациты, базальты, андезиты, их туфы); 3 – усовская свита, готерив (туфы и лавы андезитов, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, базальты, дациты и их туфы); 4 – березовская свита, ранний-средний альб (базальты, андезибазальты и их субщелочные аналоги, туфоконгломераты, песчаники, гравелиты, дациты, риодациты и их туфы); 5 – кривореченская свита, поздний альб – ранний сеноман (туфогенные песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты); 6 – волчинская свита, турон-коньяк (туфогенные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы и лавы андезитов и дацитов); 7 – убиенкинская толща, коньяк (лавы и туфы андезитов, андезибазальтов, базальтов, дацитов, туфопесчаники); 8 – кавральянская свита, сантон (туфы и игнимбриты риолитов, риодацитов, дацитов, лавы и туфы андезитов, туфопесчаники, туфоконгломераты); 9-10 – интрузивы кавральянского комплекса (сантон-кампан): 9 – вторая фаза (кварцевые диориты и кварцевые монцониты), 10 – третья фаза (граниты, субщелочные граниты). Прочие условные обозначения – в соответствии с [Инструкция..., 1995].

Затененный контур – территория, показанная на рис. 3-26.

Результаты датирования и их обсуждение

Анализ цирконов из обр. 384.03/08 и 374.03/08 показал присутствие небольших количеств обыкновенного свинца, но полученная совокупность данных позволяет оценить время их кристаллизации с приемлемой точностью (рис. 3-28). По положению пересечения линии смещения с конкордией, возраст цирконов из обр. 384.03/08 оценивается в 119.9 ± 2.9 млн лет (СКВО = 0.74), из обр. 374.03/08 – в 119 ± 5 млн лет (СКВО = 0.47). В образце риолита из травкинской свиты (381.03/13) выявлены несколько популяций цирконов возрастом от 363 до 87 млн лет. Наиболее многочисленная популяция (6 зерен из 12) соответствует интервалу 120-130 млн лет. Поскольку изученные породы не несут следов интенсивных изменений, способных заметно повлиять на U-Pb системы цирконов, остается предположить, что этот риолит – субвулканический, генетически связанный с Охотско-Чукотским поясом, а не с УМВП (что объясняет присутствие кристаллов с позднемеловыми изотопными возрастaми), но при этом содержащий обильные ксенокристы более древних цирконов.

Полученные результаты свидетельствуют об *аптском* возрасте *восточноберезовской толщи*. Это позволяет уверенно отнести данный стратон к комплексам Удско-Мургальского пояса, отклонив предположения о связи с ОЧВП. Тектоническое событие, разделяющее периоды накопления травкинской свиты и восточноберезовской толщи, таким образом, должно было случиться между валанжином и ранним аптом (140-125 млн лет назад). Учитывая сравнительно слабое распространение барремских образований в комплексах фундамента ОЧВП [Филатова, 1988; Решения..., 2009], можно предположить, что максимум сжатия пришелся на период 130-125 млн лет назад.

При отсутствии опубликованных послеаптских датировок вулканитов УМВП можно было бы сделать вывод о существовании вулканической паузы (13-14 млн лет) между формированием УМВП и ОЧВП. Тем не менее, некоторые толщи, отнесенные к УМВП, датированы по остаткам флоры и фауны аптом-альбом [Sokolov et al., 2009^б] или даже нижним-средним альбом [Афанасьева, 1973]. На сравнительно позднее прекращение магматической активности УМВП указывают и данные изотопной геохронологии.

Опубликованные U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки вулканитов Удско-Мургальского пояса, к сожалению, немногочисленны. Доступные значения возраста 136 ± 3.0 млн лет и 153 ± 1.0 млн лет [Русакова, 2011; Акинин, Миллер, 2011] не противоречат определениям ископаемой флоры и фауны, предполагающим позднеюрско-неокомовый возраст главных стратонов УМВП [Горячев, 2005; Русакова, 2011]. К проявлениям магматизма в тыловой зоне УМВП можно также отнести трахириолиты аскольдинской свиты с U-Pb возрастом 134.6 ± 1.3 млн лет [Акинин, Миллер, 2011], а также, возможно, гранитоидные плутоны Аллах-Юньской зоны с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом около 120 млн лет [Гамянин и др., 2000]. Близкие значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

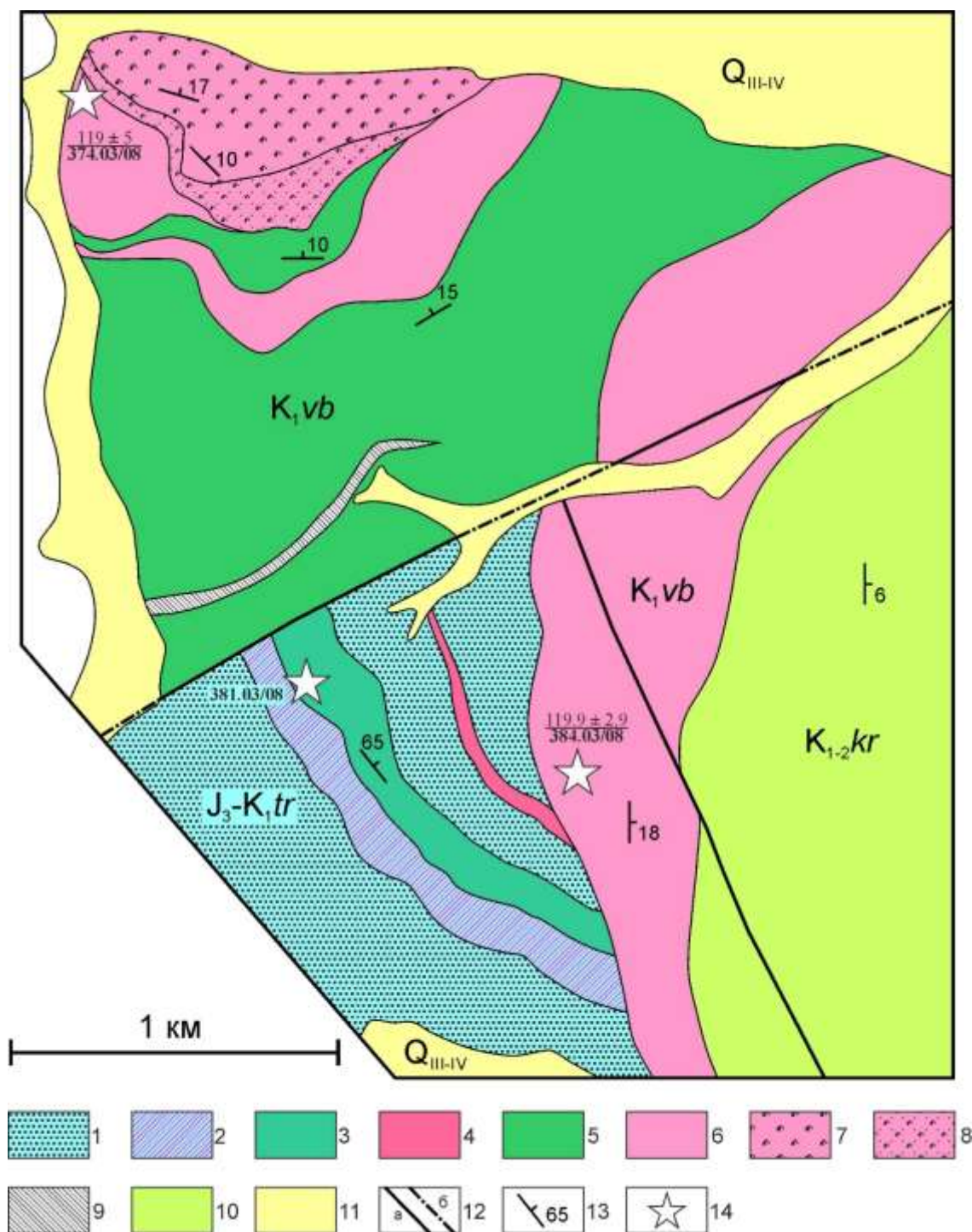


Рис. 3-26. Схема геологического строения центральной части Убиенкинского горста.

1-4 – травкинская свита (J_3 - K_1tr): 1 – полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты с подчиненными по объему лавами андезитов и риолитов; 2 – частое чередование лав базальтов, андезитов и риолитов и вулканомиктовых песчаников (в близкой объемной пропорции); 3 – лавы базальтов и андезитов, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты и гравелиты; 4 – лавы крупнопорфировых андезидацитов; 5-9 – восточноберезовская толща (K_1vb): 5 – лавы андезитов с маломощными прослоями вулканомиктовых песчаников; 6 – лавы дацитов; 7 – игнимбриты дацитов; 8 – псаммитовые литокристаллокластические туфы дацитов; 9 – вулканомиктовые конгломераты; 10 – кривореченская свита (вулканомиктовые конгломераты и песчаники); 11 – рыхлые четвертичные отложения (аллювиальные, ледниковые и флювиогляциальные); 12 – разрывные нарушения (а – достоверно установленные, б – скрытые под четвертичными отложениями); 13 – наклонное залегание стратифицированных образований; 14 – точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (в подписях числитель – полученное значение возраста (погрешность 2σ), знаменатель – номер пробы).



Рис. 3-27. Горные породы УМВП и ОЧВП в бассейне р. Правая Убиенка. а – выходы дацитовых туфов и игнимбритов восточноберезовской толщи; б – алевролиты, гравелиты и грубозернистые песчаники травкинской свиты; в – галечный вулканомиктовый конгломерат кривореченской свиты.

Таблица 3-2. Результаты U-Rb датирования магматических пород фундамента Охотско-Чукотского пояса

Номер пробы и анализа	²⁰⁶ Pb, %	U, г/г	Th, г/г	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ(%)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ± 1σ(%)	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb (1) ± 1σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (1) ± 1σ(%)	Возраст по ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1) млн лет ± 1σ
374.03/13 (гуф лангита восточноберезовской толщи, бассейн. р. Правая Убienка)									
374.03-08.1.1	7.06	95	77	0.84	0.1337 ± 7.1	47.0 ± 3.3	50.5 ± 6.3	0.22 54	126.2 ± 7.9
374.03-08.2.1	9.62	106	83	0.82	0.1400 ± 11	46.5 ± 2.7	51.4 ± 6.8	0.18 78	124.1 ± 8.3
374.03-08.3.1	10.08	96	51	0.55	0.1520 ± 12	44.5 ± 2.8	49.5 ± 7.1	0.21 72	128.8 ± 9.1
374.03-08.4.1	11.14	93	71	0.78	0.1548 ± 5.7	45.6 ± 2.9	51.3 ± 7.0	0.18 73	124.2 ± 8.6
374.03-08.5.1	15.02	71	42	0.61	0.2080 ± 7.9	42.5 ± 3.2	50.0 ± 9.5	0.26 73	127.0 ± 12
374.03-08.6.1	13.49	104	79	0.79	0.1723 ± 4.6	43.0 ± 2.7	49.7 ± 7.6	0.19 82	128.2 ± 9.6
374.03-08.7.1	7.39	139	91	0.68	0.1320 ± 15	44.5 ± 2.5	48.0 ± 5.3	0.21 56	132.7 ± 6.9
374.03-08.8.1	9.46	109	56	0.53	0.1310 ± 9.5	47.0 ± 2.7	52.0 ± 6.7	0.15 89	122.8 ± 8.1
374.03-08.9.1	6.50	166	92	0.57	0.1110 ± 12	48.0 ± 2.3	51.4 ± 4.7	0.161 58	124.2 ± 5.8
374.03-08.10.1	8.58	123	81	0.68	0.1271 ± 5.4	48.7 ± 2.6	53.3 ± 6.1	0.15 73	119.7 ± 7.2
381.03/13 (лавовый или субвулканический риолит травникской (?) свиты, бассейн. р. Правая Убienка)									
381.03-08.4.2	3.87	433	185	0.44	0.0904 ± 11	71.10 ± 1.9	74.0 ± 3	0.112 ± 35	86.6 ± 2.6
381.03-08.4.1	3.68	405	181	0.46	0.0897 ± 10	68.40 ± 1.8	71.0 ± 2.7	0.118 ± 29	90.2 ± 2.4
381.03-08.5.1	6.59	227	114	0.52	0.1170 ± 15	58.70 ± 2.2	62.9 ± 4.2	0.144 ± 51	101.6 ± 4.2
381.03-08.5.2	10.03	178	84	0.49	0.1307 ± 7.6	57.10 ± 2.5	63.5 ± 5.6	0.112 ± 80	100.7 ± 5.6
381.03-08.7.1	4.29	281	276	1.01	0.0990 ± 12	51.10 ± 2.0	53.4 ± 3.3	0.168 ± 37	119.6 ± 3.9
381.03-08.3.1	5.13	225	139	0.64	0.0980 ± 15	50.60 ± 2.1	53.3 ± 3.8	0.148 ± 51	119.7 ± 4.5
381.03-08.2.1	3.59	206	115	0.58	0.0947 ± 8.2	48.90 ± 2.2	50.7 ± 3.1	0.182 ± 28	125.8 ± 3.8
381.03-08.6.1	10.71	99	53	0.56	0.1657 ± 5.5	44.20 ± 2.9	49.5 ± 7.6	0.240 ± 64	128.9 ± 9.7
381.03-08.7.2	4.50	399	659	1.71	0.0896 ± 6.8	48.91 ± 1.8	51.2 ± 2.8	0.145 ± 33	124.6 ± 3.4
381.03-08.6.2	14.64	98	53	0.56	0.1888 ± 5.1	41.90 ± 2.9	49.1 ± 9.2	0.210 ± 88	130.0 ± 12
381.03-08.1.1	1.74	603	339	0.58	0.0646 ± 6.1	43.78 ± 1.5	44.56 ± 1.7	0.157 ± 15	143.1 ± 2.3
381.03-08.8.1	1.02	355	227	0.66	0.0610 ± 4.2	17.10 ± 1.4	17.28 ± 1.5	0.422 ± 9	362.6 ± 5.4
384.03/13 (лацитовая лава восточноберезовской толщи, бассейн. р. Правая Убienка)									
384.03-08.1.1	2.54	229	125	0.57	0.0620 ± 5.2	52.3 ± 1.9	53.6 ± 2.3	0.107 ± 26	119.1 ± 2.7
384.03-08.2.1	1.77	622	934	1.55	0.0565 ± 3.3	52.9 ± 1.4	53.8 ± 1.9	0.108 ± 24	118.7 ± 2.2
384.03-08.3.1	4.44	145	83	0.59	0.1001 ± 9.1	49.7 ± 2.3	52 ± 3.6	0.174 ± 35	122.7 ± 4.3
384.03-08.4.1	1.67	327	126	0.40	0.0613 ± 4.7	51.7 ± 2.1	52.6 ± 2.3	0.126 ± 18	121.4 ± 2.8
384.03-08.5.1	2.67	157	85	0.56	0.0835 ± 5.7	50.8 ± 2.3	52.2 ± 3.6	0.165 ± 35	122.2 ± 4.3

Таблица 3-2 (лист 2 из 5)

Номер пробы и анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 1σ(%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ± 1σ(%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (1) ± 1σ(%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1) ± 1σ(%)	Возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1) млн лет ± 1σ
384.03-08.6.1	4.73	206	182	0.92	0.0959 ± 6.2	50.4 ± 2.1	52.9 ± 3.3	0.153 ± 3.5	120.6 ± 3.9
384.03-08.7.1	2.66	180	115	0.66	0.0861 ± 9.1	52.2 ± 2.2	53.6 ± 2.8	0.168 ± 2.4	119.0 ± 3.3
384.03-08.8.1	2.69	286	244	0.88	0.0839 ± 10	53.4 ± 1.9	54.9 ± 2.9	0.158 ± 3.0	116.4 ± 3.3
384.03-08.9.1	4.32	236	141	0.62	0.0906 ± 5.7	52.1 ± 2.0	54.4 ± 3.3	0.143 ± 3.8	117.4 ± 3.8
384.03-08.10.1	1.62	319	295	0.96	0.0705 ± 4.1	52.3 ± 1.8	53.1 ± 2.4	0.15 ± 2.1	120.2 ± 2.8
Т10-47е (агнимбриг риолита из керна скважины на месторождении Дальнее, левобережье р. Петтымель; интервал 100-102 м)									
1.1	1.50	234	285	1.25	0.0394 ± 22.9	45.90 ± 1.6	45.90 ± 1.6	0.1183 ± 23.0	138.9 ± 2.2
2.1	0.30	575	522	0.94	0.0469 ± 6.0	45.99 ± 1.1	45.99 ± 1.1	0.1406 ± 6.1	138.7 ± 1.5
3.1	0.31	566	549	1.00	0.0505 ± 5.8	44.85 ± 1.3	44.85 ± 1.3	0.1552 ± 5.9	142.2 ± 1.8
4.1	-	1085	492	0.47	0.0491 ± 5.9	45.12 ± 1.0	45.12 ± 1.0	0.1499 ± 6.0	141.3 ± 1.5
5.1	0.00	1076	1243	1.19	0.0504 ± 2.2	45.15 ± 1.0	45.15 ± 1.0	0.1540 ± 2.4	141.2 ± 1.4
6.1	0.33	539	716	1.37	0.0498 ± 6.2	45.58 ± 1.2	45.58 ± 1.2	0.1507 ± 6.3	139.9 ± 1.6
7.1	0.00	431	485	1.16	0.0504 ± 3.6	44.28 ± 1.3	44.28 ± 1.3	0.1571 ± 3.8	144.0 ± 1.9
8.1	0.00	945	1514	1.65	0.0497 ± 2.7	45.73 ± 1.9	45.73 ± 1.9	0.1500 ± 3.4	139.5 ± 2.7
9.1	0.16	1177	1591	1.40	0.0471 ± 3.7	46.32 ± 1.1	46.32 ± 1.1	0.1401 ± 3.8	137.7 ± 1.5
10.1	0.00	287	569	2.05	0.0492 ± 4.6	45.04 ± 2.3	45.04 ± 2.3	0.1506 ± 5.2	141.6 ± 3.2
Т10-52 (кристаллокластический туф риолита, бассейн руч. Моршковский, левобережье р. Петтымель)									
1.1	0.00	324	167	0.53	0.0507 ± 3.8	44.77 ± 2.7	44.77 ± 2.7	0.1563 ± 4.7	142.4 ± 3.8
2.1	0.64	742	53	0.07	0.0451 ± 7.2	45.56 ± 1.1	45.56 ± 1.1	0.1365 ± 7.3	140.0 ± 1.5
3.1	0.62	568	1244	2.26	0.0479 ± 8.1	44.51 ± 1.9	44.51 ± 1.9	0.1484 ± 8.3	143.2 ± 2.7
4.1	2.66	1165	641	0.57	0.0411 ± 11.3	45.42 ± 1.1	45.42 ± 1.1	0.1248 ± 11.4	140.4 ± 1.6
4.1RE	0.00	509	68	0.14	0.0503 ± 3.1	44.62 ± 1.1	44.62 ± 1.1	0.1555 ± 3.3	142.9 ± 1.5
5.1	0.00	438	32	0.08	0.0511 ± 3.4	46.20 ± 2.5	46.20 ± 2.5	0.1524 ± 4.2	138.1 ± 3.5
6.1	0.00	380	979	2.66	0.0499 ± 3.6	47.01 ± 3.8	47.01 ± 3.8	0.1465 ± 5.3	135.7 ± 5.2
7.1	0.54	1609	90	0.06	0.0460 ± 4.7	45.35 ± 1.0	45.35 ± 1.0	0.1399 ± 4.8	140.6 ± 1.5
8.1	0.56	371	43	0.12	0.0502 ± 14.3	45.44 ± 3.4	45.44 ± 3.4	0.1523 ± 14.7	140.3 ± 4.7
9.1	0.24	786	492	0.65	0.0490 ± 4.9	45.10 ± 1.1	45.10 ± 1.1	0.1498 ± 5.1	141.4 ± 1.6
10.1	0.54	676	42	0.06	0.0479 ± 11.1	45.74 ± 1.2	45.74 ± 1.2	0.1445 ± 11.1	139.4 ± 1.6

Таблица 3-2 (лист 3 из 5)

Номер пробы и анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, г/т	Th, г/т	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± 1σ(%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ± 1σ(%)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (1) ± 1σ(%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1) ± 1σ(%)	Возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1) МЛН ЛЕТ ± 1σ(%)
T10-82 (игнибрит риолита, "Пламенское субвулканическое тело", левобережье р. Петтымель)									
1.1	0.11	1369	537	0.40	0.0484 ±2.6	45.77 ±0.9	45.77 ±0.9	0.1458 ±2.8	139.3 ±1.3
2.1	0.15	1070	243	0.23	0.0475 ±5.6	44.73 ±1.0	44.73 ±1.0	0.1465 ±5.7	142.5 ±1.4
3.1	0.00	952	1004	1.09	0.0501 ±2.3	45.75 ±1.0	45.75 ±1.0	0.1509 ±2.6	139.4 ±1.4
4.1	0.00	1165	138	0.12	0.0491 ±2.2	45.19 ±1.0	45.19 ±1.0	0.1499 ±2.4	141.1 ±1.4
5.1	0.43	389	168	0.45	0.0520 ±7.7	44.82 ±2.3	44.82 ±2.3	0.1600 ±8.0	142.3 ±3.3
6.1	0.22	836	505	0.62	0.0503 ±4.4	45.46 ±1.1	45.46 ±1.1	0.1525 ±4.5	140.3 ±1.5
7.1	0.53	1343	606	0.47	0.0489 ±4.8	44.88 ±1.1	44.88 ±1.1	0.1502 ±4.9	142.1 ±1.5
8.1	0.00	1640	702	0.44	0.0495 ±1.9	44.91 ±1.0	44.91 ±1.0	0.1519 ±2.1	142.0 ±1.4
9.1	0.00	815	644	0.82	0.0510 ±2.7	45.27 ±1.1	45.27 ±1.1	0.1553 ±3.0	140.8 ±1.5
10.1	0.37	1591	1236	0.80	0.0481 ±4.1	45.38 ±1.1	45.38 ±1.1	0.1462 ±4.3	140.5 ±1.5
3873/90 (спекшийся кристллокластический туф риолита кальдеры Берложей, верховья р. Паляваам)									
3873-1.1	0.00	342	87	0.25	0.0482 ±3.1	45.66 ±0.8	45.93 ±0.8	0.1308 ±4.6	138.9 ±1.1
3873-2.1	0.00	164	60	0.37	0.0451 ±4.8	46.08 ±1.2	46.61 ±1.2	0.1064 ±10.2	136.9 ±1.7
3873-3.1	0.53	59	19	0.32	0.0530 ±7.2	45.86 ±2.0	45.66 ±2.0	0.1706 ±7.0	139.7 ±2.7
3873-3R	0.06	1283	54	0.04	0.0494 ±1.6	43.93 ±0.5	43.94 ±0.5	0.1540 ±1.7	145.1 ±0.7
3873-4	0.19	332	111	0.33	0.0503 ±3.2	45.39 ±0.8	45.32 ±0.8	0.1567 ±3.5	140.7 ±1.2
3873-5	0.05	388	168	0.43	0.0493 ±2.9	44.33 ±0.8	44.43 ±0.8	0.1473 ±3.6	143.5 ±1.1
3873-6R	0.08	1152	223	0.19	0.0496 ±1.6	44.18 ±0.4	44.13 ±0.4	0.1577 ±1.7	144.5 ±0.6
3873-7	0.00	339	186	0.55	0.0475 ±3.1	45.11 ±0.8	45.15 ±0.8	0.1430 ±3.4	141.2 ±1.2
3873-8	0.00	231	65	0.28	0.0484 ±4.1	46.63 ±1.0	46.92 ±1.0	0.1275 ±5.6	135.9 ±1.4
3873-9	0.00	292	177	0.61	0.0480 ±3.4	45.25 ±0.9	45.38 ±0.9	0.1385 ±3.9	140.5 ±1.2
3873-10	0.00	45	103	0.23	0.0470 ±2.8	45.00 ±0.7	45.09 ±0.7	0.1391 ±3.8	141.4 ±1.0
3873-11	0.07	490	44	0.09	0.0495 ±2.5	44.69 ±0.7	44.77 ±0.7	0.1480 ±2.8	142.4 ±1.0
3873-12	0.00	211	128	0.61	0.0462 ±4.1	44.84 ±1.0	44.79 ±1.0	0.1452 ±4.1	142.4 ±1.5
3876a/90 (спекшийся кристллокластический туф риолита кальдеры Берложей, верховья р. Паляваам)									
3876a-13		227	59	0.26	0.0495 ±1.3	46.76 ±6.2	46.76 ±6.2	0.1452 ±13.2	136.0 ±7.0
3876a-16		481	232	0.48	0.0523 ±0.8	43.51 ±3.7	43.51 ±3.7	0.1653 ±6.7	145.0 ±5.0
3876a-19		664	137	0.21	0.0497 ±0.7	41.82 ±3.4	41.82 ±3.4	0.1646 ±6.6	151.1 ±4.1
3876a-20		202	85	0.42	0.0511 ±1.2	42.99 ±4.5	42.99 ±4.5	0.1646 ±9.8	147.0 ±6.5
3876a-21		309	161	0.52	0.0502 ±0.5	43.86 ±3.1	43.86 ±3.1	0.1584 ±5.2	141.9 ±3.4

Таблица 3-2 (лист 4 из 5)

Номер пробы и анализа	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma(\%)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma(\%)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} (1) \pm 1\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} (1) \pm 1\sigma(\%)$	Возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} (1)$ млн лет $\pm 1\sigma(\%)$
3876a-22		361	205	0.57	0.0522 \pm 1.1		42.25 \pm 3.3	0.1715 \pm 9.0	148.4 \pm 4.2
3876a-23		1115	963	0.86	0.0489 \pm 1.1		43.29 \pm 4.0	0.1592 \pm 10.2	146.2 \pm 4.7
3876a-26		236	98	0.41	0.0510 \pm 0.6		44.26 \pm 2.6	0.1595 \pm 6.4	141.8 \pm 2.9
3876a-27		375	166	0.44	0.0500 \pm 1.1		42.07 \pm 2.4	0.1681 \pm 9.8	150.4 \pm 3.0
3876a-31		1124	1042	0.93	0.0513 \pm 0.9		43.14 \pm 2.6	0.1649 \pm 7.1	145.8 \pm 3.2
7938d/91 (порфириновый гранодиорит, интрузирующий туфы кальдеры Берложьей, верховья р. Пальяваам)									
7938d-1		357	176	0.49	0.04942 \pm 0.7		43.30 \pm 2.0	0.1576 \pm 7.1	146.9 \pm 2.4
7938d-4		404	91	0.23	0.04982 \pm 0.5		40.92 \pm 2.1	0.1692 \pm 4.6	154.5 \pm 2.8
7938d-5		245	80	0.33	0.05069 \pm 0.6		42.55 \pm 2.5	0.1646 \pm 5.6	147.9 \pm 3.1
7938d-7		354	71	0.2	0.04893 \pm 0.5		43.53 \pm 2.9	0.1562 \pm 4.8	145.6 \pm 3.4
7938d-8		137	114	0.83	0.04905 \pm 0.8		43.00 \pm 2.4	0.1600 \pm 7.4	147.4 \pm 2.7
7938d-9		375	180	0.48	0.04899 \pm 0.5		43.22 \pm 2.4	0.1580 \pm 5.4	146.6 \pm 2.4
7938d-10		308	130	0.42	0.04912 \pm 0.7		43.82 \pm 2.4	0.1558 \pm 5.6	144.7 \pm 2.3
7938d-12		180	110	0.61	0.04949 \pm 1.0		44.16 \pm 2.7	0.1600 \pm 6.0	142.9 \pm 2.7
T05-13 (лава дачита нижней подсвиты тыгальвеемской свиты, истоки р. Раучуа)									
T05-13-1		380	101	0.27	0.04967 \pm 0.7		52.68 \pm 3.5	0.1284 \pm 7.1	120.6 \pm 3.6
T05-13-2		274	90	0.33	0.04880 \pm 0.7		53.31 \pm 2.9	0.1270 \pm 6.9	119.1 \pm 2.6
T05-13-3		253	84	0.33	0.04854 \pm 0.9		52.11 \pm 3.5	0.1285 \pm 8.2	122.5 \pm 3.6
T05-13-4		368	141	0.38	0.04833 \pm 0.7		52.20 \pm 4.1	0.1288 \pm 7.3	121.8 \pm 3.8
T05-13-7		252	80	0.32	0.04840 \pm 0.8		51.41 \pm 4.6	0.1317 \pm 7.4	123.0 \pm 5.0
T05-13-14		296	85	0.29	0.04787 \pm 0.8		52.54 \pm 4.4	0.1265 \pm 7.6	121.7 \pm 4.9
T05-13-17		223	63	0.28	0.04881 \pm 1.0		50.84 \pm 4.0	0.1327 \pm 8.0	125.2 \pm 4.4
T05-24 (спекшийся кристаллокластический туф риолита, средняя подсвита тыгальвеемской свиты, истоки р. Левый Яракваам)									
T05-24-1c		101	46	0.46	0.04823 \pm 0.7		55.04 \pm 2.7	0.1208 \pm 6.3	116.2 \pm 1.7
T05-24-3		121	40	0.33	0.04836 \pm 0.4		53.09 \pm 2.5	0.1265 \pm 4.7	119.7 \pm 2.2
T05-24-5		54	23	0.44	0.04951 \pm 0.6		53.57 \pm 2.8	0.1282 \pm 5.3	116.8 \pm 3.4
T05-24-7		49	15	0.31	0.05025 \pm 0.7		54.29 \pm 3.9	0.1284 \pm 6.5	113.3 \pm 2.4
T05-24-10		58	14	0.24	0.04755 \pm 0.6		54.25 \pm 3.0	0.1224 \pm 6.2	118.1 \pm 1.7

Таблица 3-2 (лист 5 из 5)

Номер пробы и анализа	$^{206}\text{Pb}/\text{Pb}_s$ %	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma(\%)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma(\%)$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} (1) \pm 1\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} (1) \pm 1\sigma(\%)$	Возраст по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} (1)$ млн лет $\pm 1\sigma(\%)$
S3E (нейсовидный кварцевый монодиорит Велиткейсайского плутона, правобережье р. Кувет)									
S3E.1.1	0.44	932	44	0.05	0.0491 ± 2.8	60.56 ± 1.2	60.83 ± 1.3	0.1033 ± 6.5	105.1 ± 1.3
S3E.2.1	0.00	383	129	0.35	0.0472 ± 5.0	60.50 ± 1.8	60.50 ± 1.8	0.1076 ± 5.3	105.7 ± 1.9
S3E.3.1	0.00	378	231	0.63	0.0510 ± 5.1	61.00 ± 1.8	61.00 ± 1.8	0.1151 ± 5.4	104.7 ± 1.9
S3E.4.1	0.67	618	403	0.67	0.0520 ± 3.9	59.94 ± 1.6	60.34 ± 1.6	0.1068 ± 8.1	105.9 ± 1.7
S3E.5.1	0.81	508	314	0.64	0.0538 ± 4.2	60.01 ± 1.6	60.50 ± 1.7	0.1080 ± 9.5	105.7 ± 1.8
S3E.6.1	1.21	465	292	0.65	0.0533 ± 4.4	60.40 ± 1.7	61.10 ± 1.9	0.0980 ± 15	104.6 ± 1.9
S3E.7.1	1.58	365	198	0.56	0.0594 ± 4.8	59.20 ± 2.1	60.20 ± 2.3	0.1070 ± 18	106.3 ± 2.5
S3E.8.1	1.16	506	301	0.61	0.0574 ± 4.2	59.48 ± 1.7	60.20 ± 1.8	0.1100 ± 13	106.2 ± 1.9
S3E.9.1	0.00	416	201	0.50	0.0486 ± 4.6	61.30 ± 1.8	61.30 ± 1.8	0.1093 ± 5	104.3 ± 1.8
S3E.10.1	2.54	225	102	0.47	0.0652 ± 5.7	58.80 ± 2.2	60.30 ± 2.7	0.1030 ± 30	106.0 ± 2.9
SL1 (массивный порфиридный гранодиорит Мольтыканск ого плутона, правобережье р. Петтымель)									
SL1.2.1	0.21	1966	476	0.25	0.0489 ± 2.7	59.41 ± 1.3	59.53 ± 1.3	0.1094 ± 3.7	107.4 ± 1.4
SL1.1.1	0.37	2153	514	0.25	0.0512 ± 2.5	58.5 ± 1.3	58.72 ± 1.3	0.1132 ± 4.6	108.9 ± 1.4
SL1.3.1	0.70	2469	482	0.20	0.0543 ± 2.3	59.15 ± 1.3	59.57 ± 1.3	0.1127 ± 5.9	107.3 ± 1.4
SL1.4.1	0.28	2889	1303	0.47	0.0492 ± 2.2	59.37 ± 1.2	59.54 ± 1.3	0.1088 ± 3.8	107.4 ± 1.3
SL1.5.1	0.45	1593	523	0.34	0.0494 ± 3	58.79 ± 1.4	59.05 ± 1.4	0.1070 ± 6.5	108.2 ± 1.5
SL1.6.1	0.00	937	286	0.32	0.0495 ± 5.3	60.37 ± 1.5	60.37 ± 1.5	0.1130 ± 5.5	105.9 ± 1.6
SL1.7.1	0.00	1758	338	0.20	0.0479 ± 2.9	59.06 ± 1.4	59.06 ± 1.4	0.1118 ± 3.2	108.2 ± 1.4
SL1.8.1	0.83	682	282	0.43	0.0543 ± 4.3	59.59 ± 1.7	60.10 ± 1.8	0.1100 ± 10	106.4 ± 1.9
SL1.9.1	0.64	1416	524	0.38	0.0534 ± 3.1	59.43 ± 1.4	59.81 ± 1.4	0.1114 ± 5.7	106.9 ± 1.5
SL1.10.1	0.48	1252	400	0.33	0.0505 ± 4.6	60.34 ± 1.5	60.63 ± 1.5	0.1060 ± 7.4	105.4 ± 1.6

Примечание. В таблицу включены только данные по пробам, в отборе и/или анализе которых принимал участие автор настоящей работы.

Анализы выполнены на следующих приборах: 1) SIMS Cameca IMS 1270 лаборатории RML института ISEI Университета Окаяма (филиал в г. Мисаса), Япония (аналитики К. Кобаяси, П.Л. Тихомиров); 2) SHRIMP RG Открытой лаборатории Стэнфордского университета, США (аналитик В.В. Акиннин); 3) SHRIMP-II Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина).

Цирконы из образцов 3876a/90 и 7938d/91 анализировались непосредственно в шлифе при токе электронного пучка 5 пА, цирконы из остальных образцов – в шапках из эпоксидной смолы при токе электронного пучка от 10 до 20 пА.

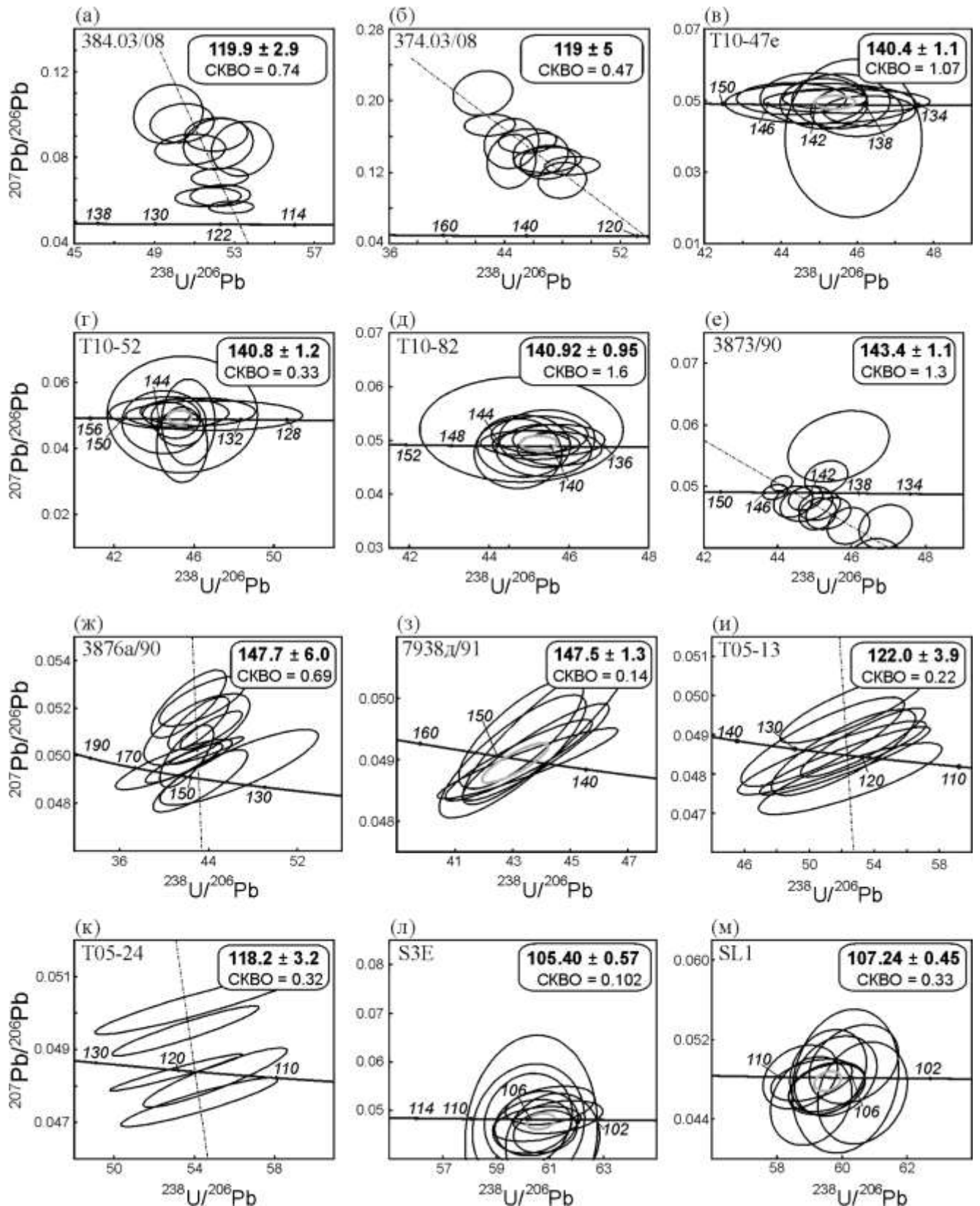


Рис. 3-28. Диаграммы Тера-Вассербург для цирконов из магматических пород фундамента ОЧВП. Значения возраста приведены в млн лет, указанная погрешность и размер эллипсов соответствуют величине 2σ . Анализы выполнены на следующих приборах: 1) SIMS Cameca IMS 1270 лаборатории PML института ISEI Университета Окаяма (филиал в г. Мисаса), Япония (аналитик П.Л. Тихомиров); 2) SHRIMP RG Открытой лаборатории Стэнфордского университета, США (аналитик В.В. Акинин); 3) SHRIMP-II Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина). Аналитические данные приведены в таблице 3-2.

возраста получены для щелочных магматических комплексов Кеткапско-Юонской провинции восточной части Алданского щита [Полин и др., 2014]. Однако выраженный "внутриплитный" состав пород дает основания для сомнений в связи этих образований с субдукционной системой УМВП, тем более что такой же возраст установлен и для пород Центрально-Алданской провинции, весьма удаленной от окраины континента.

Значения U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста ряда гранитоидных плутонов Удско-Мургальского пояса в некоторой мере противоречат традиционным представлениям о возрастных взаимоотношениях УМВП и ОЧВП. Десять определений для пород Восточно-Тайгоносского и Прибрежно-Тайгоносского гранитоидных поясов соответствуют временному интервалу 106-101 млн лет [Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003]. Даты 99.8 ± 3.6 и 100.1 ± 3.4 млн лет получены для юго-восточной части Магаданского батолита [Фаррар, 1992], и четыре даты в интервале 107-98 млн лет – для гранитоидов мургальского комплекса (рис. 3-16) в бассейне р. Танюер [неопубликованные данные ФГУГП "Георегион", по устному сообщению Е.П. Исаевой]. В сумме эти данные достаточно представительны, чтобы исключить их случайный характер. Можно допустить, что альбские гранитоиды в границах УМВП генетически связаны с Охотско-Чукотским поясом, однако плутоны Тайгоноса удалены от ближайших вулканических полей ОЧВП не менее чем на 100 км (рис 2-1), а массивы мургальского комплекса перекрыты вулканитами ОЧВП со следами размыва [Малышева и др., 2012]. Указанные альбские плутоны пространственно связаны именно со структурами УМВП. Принимая во внимание сведения о возможном альбском возрасте верхних стратоней УМВП (см. выше), приходим к заключению, что *временные интервалы магматической активности Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского поясов частично перекрываются. Период их одновременной активности примерно соответствует среднему-позднему альбу (105-100 млн лет)*. Поскольку для стратифицированных комплексов УМВП альбские U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты пока не получены, то возможно, что альбская активность УМВП ограничивалась кристаллизацией гранитоидных плутонов на фоне общего угасания магматизма. Данное положение можно было бы проверить, определив изотопный возраст наиболее молодых вулканогенных стратоней УМВП.

Если включить альбские гранитоиды в состав комплексов УМВП, то *общая продолжительность формирования Удско-Мургальского пояса составит около 50 млн лет*, что превосходит соответствующий показатель для ОЧВП (около 30 млн лет). Уместно заметить, что в состав УМВП включаются весьма различные образования, в том числе разделенные значительными несогласиями [Воробьев, Васецкий, 1986ф; Sokolov et al., 2009^б]. Например, в бассейне р. Убиенка вулканогенно-осадочная травкинская свита, содержащая морскую фауну титона-берриаса, с резким несогласием перекрывается аптской восточоберезовской толщей, преимущественно сложенной субэральными вулканитами (рис. 3-26). То есть, *внутренние*

несогласия УМВП по своей интенсивности и продолжительности перерывов никак не уступают несогласию между комплексами УМВП и ОЧВП. Если использовать одни и те же критерии выделения окраинно-континентальных магматических провинций, то следует либо разделить комплексы УМВП на образования как минимум двух разных вулканоплутонических поясов, либо, подобно первым исследователям Северо-Востока Азии [Устиев, 1959], считать УМВП и ОЧВП единой геоструктурой со сложной геологической историей.

В качестве примера затруднений, возникающих при разделении образований УМВП и ОЧВП, обратимся к текущему положению с обоснованием возраста мургальского и яблонского гранитоидных комплексов. Оба указанных комплекса включают серию крупных (сотни км²) плутонов, в плане вытянутых согласно простиранию ОЧВП и УМВП (рис. 2-б). При этом массивы мургальского комплекса пространственно и, согласно общему мнению, генетически связаны с УМВП, а массивы яблонского комплекса – с ОЧВП. Тела обоих комплексов со следами размыва перекрыты турон-коньякскими вулканитами, яблонский комплекс интродуцирует альбские толщи ОЧВП (саламихинскую и вилковскую свиты). В новой редакции геологической карты масштаба 1:1 000 000 [Малышева и др., 2012] мургальский комплекс отнесен к баррему-апту, а яблонский – к альбу. Однако для яблонского комплекса получена ⁴⁰Ar/³⁹Ar дата 103.2±1.4 млн лет (неопубликованные данные автора; см. рис. 3-21), а для мургальского комплекса – упоминавшиеся ранее четыре U-Pb даты в интервале 107-98 млн лет [Е.П. Исаева, устное сообщение]. То есть, эти комплексы формировались практически синхронно между собой, и одновременно с гранитоидами УМВП на полуострове Тайгонос [Бондаренко и др., 1999; Лучицкая и др., 2003]. Такой вывод не противоречит наблюдаемым структурным взаимоотношениям геологических тел, но поднимает вопрос, связывать ли все данные плутонические образования с УМВП, либо с ОЧВП, либо разделять по какому-либо иному критерию, помимо возраста. Любой из предложенных вариантов не имеет очевидного преимущества перед остальными.

Автор настоящей работы не склонен настаивать на каком-либо из предложенных вариантов ни в отношении генетических связей мургальского и яблонского комплексов, ни в отношении разделения комплексов УМВП и ОЧВП в целом. Весьма вероятно, что накопление достаточного количества прецизионных изотопных датировок со временем позволит создать для рассматриваемого региона детальную схему миграции ареалов магматизма, и комплексы, в настоящее время объединенные в составе УМВП, обнаружат связь с разными структурами и событиями. Однако при текущем состоянии фактической базы подразделение УМВП представляется преждевременным.

Из публикаций, посвященных геологической истории прочих субдукционных магматических провинций Земли, можно видеть, что вопрос о разделении или объединении

близких по возрасту и пространственному положению комплексов решается по-разному – вероятно, под воздействием субъективных факторов. Например, "ранние андезиты" Девонского и Балхаш-Илийского поясов Казахстана (жарсорскую и калмакэмельскую свиты) принято включать в состав соответствующих вулканических провинций [Бахтеев, 1987; Сейтмуратова, 2002; Тевелев, 2003]. Андезитовые толщи верхнего мела – эоцена Мексики объединяются в составе "нижнего вулканического комплекса" (Lower Volcanic Complex), который позиционируется отдельно от перекрывающих его эоцен-миоценовых толщ провинции Западная Сьерра-Мадре [Ferrari et al., 2002, 2007] – при том, что в региональной структуре "нижний вулканический комплекс" занимает то же положение, что и жарсорская и калмакэмельская свиты на территории Казахстана. Краткая геологическая характеристика субдукционных провинций, включающих значительные объемы кремнекислых вулканитов, приведена в главе 6.

3.5.3. Паляваам-Пегтымельский вулканический ареал* (титон-берриас)

В ряду наиболее значимых результатов применения прецизионных методов изотопного датирования при изучении геологических комплексов Охотско-Чукотского пояса – переоценка возраста некоторых "немых" вулканогенных толщ, лежащих в основании разреза ОЧВП и ранее причислявшихся к его нижним стратонам. Согласно новым данным, некоторые из этих толщ оказались значительно древнее Охотско-Чукотского пояса. Они представляют собой реликты вулканических провинций, связанных с иными тектоническими событиями. Примером таких образований являются вулканиты Паляваам-Пегтымельского ареала, расположенного в северо-восточной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (рис. 3-16, 3-24, 3-29).

Геологическое строение района

Магматические породы Паляваам-Пегтымельского ареала выходят на поверхность в пределах линейного субмеридионального поднятия, с запада и востока ограниченного полями вулканитов ОЧВП (рис. 3-29). Здесь распространены следующие геологические комплексы:

- (1) осадочные породы позднего триаса, смятые в складки (преимущественно северо-западного простирания) и нарушенные надвигами юго-западной вергентности;
- (2) раннемеловые гранитоидные плутоны. Наиболее крупный из них, Мольтыканский, согласно результатам U-Pb датирования цирконов, имеет альбский возраст – 107.24 ± 0.45 млн лет [Тихомиров и др., 2011]. Однако массивы южной части района, показанного на рис. 3-29, могут быть древнее: петрографически они сходны с плутонами той же структурной зоны, для которых получены U-Pb датировки в интервале 144-139 млн лет [неопубликованные данные ФГУГП "Георегион", устное сообщение Е.П. Исаевой];

* Данное название предлагается впервые, по названиям рек, в бассейне которых расположен указанный вулканический ареал

(3) локально распространенные мелководно-морские терригенно-обломочные и вулканогенные образования, объединенные в имлекинскую свиту титона-берриаса [Целоусов и др., 1992ф; Варламова и др., 2004ф; Решения..., 2009]. Эти образования представлены полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами (рис. 3-30) с прослоями аргиллитов и конгломератов. В северо-западной части рассматриваемой площади они включают горизонты андезитовых и риолитовых лав (здесь верхнеюрская моласса была описана как намномкоомская толща [Гензе и др., 1990ф], но по структурным характеристикам, возрасту и литологии осадочных пород эти образования идентичны имлекинской свите). Возраст данного стратона подтверждается находками фауны морских двустворок (*Buchia*). Породы имлекинской свиты смяты в складки с наклоном крыльев до 70°, но деформации менее интенсивны, чем в породах триаса;

(4) континентальные угленосные осадки, датированные нижним-средним альбом по остаткам флоры (ольховская свита). Прослой угля здесь достаточно мощные, данный объект официально зарегистрирован как месторождение Дальнее (в 1990-2000-х гг. велась добыча угля для нужд старательских артелей, разрабатывающих золотые россыпи в бассейне р. Кувет);

(5) континентальные вулканогенные толщи, до середины 2000-х гг. полностью включавшиеся в состав ОЧВП. Некоторые из вулканогенных стратонов с резким несогласием перекрывают и триас, и граниты, и позднеюрско-раннемеловые комплексы.

Основание разреза вулканитов слагают мощные (местами свыше 1 км) однородные толщи интенсивно спеченных риолитовых туфов и игнимбритов (рис. 2-22), широко распространенные в междуречье верховой рр. Паляваам и Пегтымель и на левобережье р. Паляваам. Эти толщи несогласно налегают на триас и местами – на имлекинскую свиту. На геологических картах различных лет эти риолитовые туфы включались в состав следующих толщ и свит: алькаквуньской [Копытин, 1964ф], койчинвеемской [Устинов и др., 1994ф], осиновской [Целоусов и др., 1992ф], амгеньской [Варламова и др., 2004ф]. Некоторые исследователи, отмечая специфику петрографии рассматриваемых вулканитов, предлагали выделить их в составе самостоятельных стратиграфических единиц – пламенной [Гензе и др., 1990ф; Лаломова, 2002ф] и берложьинской [Черепанова, Казьмин, 2009ф] толщ. При отсутствии надежной информации о возрасте эти стратоны условно датировались границей раннего и позднего мела. Фрагменты этих толщ (в частности, вмещающие сурьяно-ртутное месторождение Пламенное – рис. 3-29) картировались как субвулканические тела [Желтовский, 1980ф; Целоусов, 1992ф]. Однако в отчетах середины 1990-х гг. представлены сведения, указывающие на формирование мощных толщ риолитовых туфов и игнимбритов в верховьях

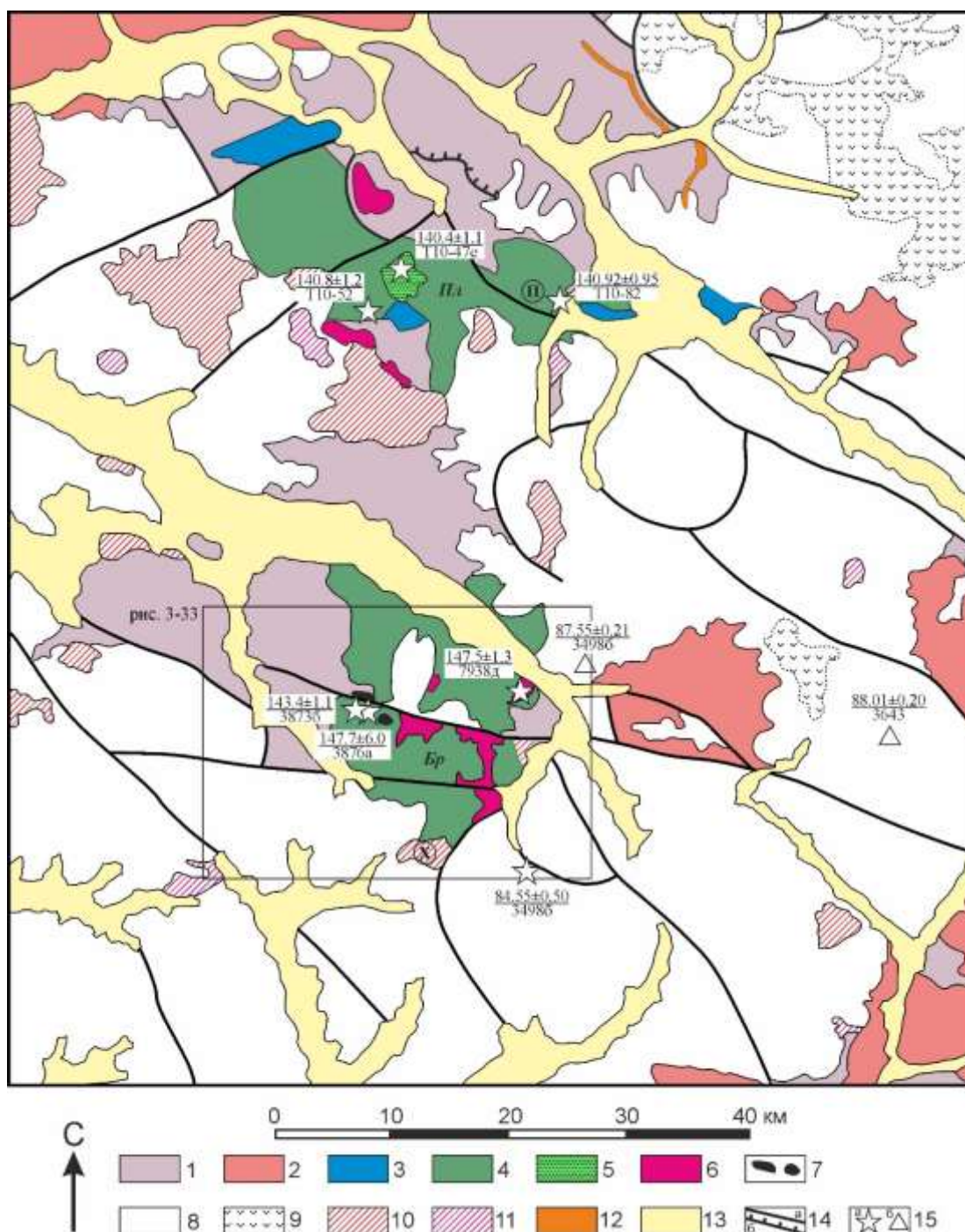


Рис. 3-29. Схема геологического строения верховий рр. Паляваам и Пегтымель (положение района на обзорных картах – см. рис. 3-16 и 3-24). Составлена с использованием комплекта геологических карт масштаба 1:500000 [Варламова и др., 2004ф], с изменениями и дополнениями. 1 – осадочные породы позднего триаса; 2 – раннемеловые гранитоиды; 3 – позднеюрские осадочные и вулканогенно-осадочные породы (имлекинская свита); 4 – мощные пирокластические толщи титона-берриаса (берложья толща); 5 – угленосные осадочные образования (ольховская свита); 6 – массивы гранодиоритов берложьего плутонического комплекса; 7 – горизонты туфоконгломератов в составе берложьей толщи; 8-12 – породы ОЧВП: 8 – вулканы кремнекислого состава, 9 – вулканы среднего состава (андезиты, кварцевые латиты), 10-11 – субвулканические тела (10 – кремнекислого состава, 11 – среднего и основного состава); 12 – позднемеловые гипабиссальные интрузивы; 13 – рыхлые четвертичные отложения; 14 – разрывные нарушения (а – сбросы и взбросы, б – надвижки); 14 – точки отбора проб для изотопного датирования (а – U-Pb метод, б – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод). Числитель – возраст (погрешность 2σ), знаменатель – номер пробы. Пл – Пламенское вулканическое поле, Бр – Берложья кальдера. Буквы в кружках – рудные месторождения (П – Пламенное, Х – Хрустальное). Рамкой показаны границы территории, отображенной на рис. 3-33.

а



б



Рис. 3-30. а – выходы пород имлекинской свиты в бассейне р. Пегтымель; б – типичные песчаники имлекинской свиты.

рр. Паляваам и Пегтымель в результате серии интенсивных извержений пелейского типа [Устинов и др., 1994ф; см. также раздел 2.5]. Результаты тематических полевых работ 2010 г. также свидетельствуют о вулканической, а не субвулканической природе наиболее крупных геологических тел Паляваам-Пегтымельского ареала.

Интересно заметить, что бурение, выполненное на угольном месторождении Дальнее еще в 1960 г., показало, что под угленосными отложениями ольховской свиты располагается мощная толща кислых игнимбритов, идентичных породам, распространенным вокруг (рис. 3-31). Однако стереотипы не позволили внести решающие изменения в стратиграфические схемы, и игнимбриты, подстилающие осадки ольховской свиты, были описаны как субвулканические.

Вулканические породы Паляваам-Пегтымельского ареала приурочены к двум вулканоструктурам: к Берложей кальдере на юге и к Пламенскому вулканическому полю на севере (рис. 3-29). *Берложья кальдера* (примерно 20x25 км в плане) выполнена весьма однородной толщей интенсивно спеченных кристаллокластических риолитовых туфов. Иногда в составе этой толщи можно различить отдельные потоки мощностью в десятки метров (рис. 2-22а). Следы значимых деформаций туфовой толщи не выявлены, за исключением проявлений кальдерной тектоники (подошва вулканитов наклонена внутрь структуры под углами 10-30° (рис. 3-32).

На севере, западе и востоке туфы Берложей кальдеры несогласно налегают на смятые в пологие складки осадочные породы верхнего триаса (местами непосредственно, местами – через горизонт валунно-галечных конгломератов до 15 м). Южная часть структуры скрыта вулканитами ОЧВП, фрагменты покровов которых сохранились и в центральной части кальдеры (рис. 2-10б, 2-13г, 3-33). Там, где вулканиты ОЧВП налегают на туфы Берложей кальдеры, облик разновозрастных толщ резко различен: кальдера выполнена монотонной толщей без явной стратификации, а вулканиты Охотско-Чукотского пояса, напротив, представлены слоистой толщей с относительно маломощными горизонтами пирокластических пород с линзовидными прослоями туфогенных песчаников (рис. 3-33).

Риолитовые туфы Берложей кальдеры интродуцированы небольшими (первые км²) телами порфирированных гранодиоритов с необычно слабой приконтактной закалкой, которую можно объяснить внедрением магмы в еще неостывшую пирокластическую толщу. Петрохимические показатели туфов и гранодиоритов близки таковым вулканитов ОЧВП, отличаясь лишь немного пониженными общей щелочностью и отношением K_2O/Na_2O [Устинов и др., 1994ф; Тихомиров, 1998]. Породы Берложей кальдеры почти повсеместно пропилитизированы. С локальными телами кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов связаны рудопроявления олова,



Рис. 3-31. Остатки керна скважин с угольного месторождения Дальнее. Грубозернистые песчаники ольховской свиты (справа) и риолитовые игнимбриты (слева). По сохранившимся рейсовым табличкам можно установить, что эти породы взяты из одной и той же скважины: песчаники – с интервала 72-76 м, игнимбриты – с интервала 100-102 м.



Рис. 3-32. Краевая часть Берложьей кальдеры. Спеченные риолитовые туфы берложьей толщи (J_3-K_1br) несогласно налегают на осадочные породы верхнего триаса (T_3) через горизонт конгломератов (темное) мощностью до 15 м.



Рис. 3-33. Фрагмент космического снимка (Landsat) Берложьей кальдеры. Темный однородный фототон соответствует риолитовым туфам берложьей толщи, выполняющим кальдеру, а светлый фототон и отчетливо заметное слоистое строение – вулканитам ОЧВП. Местоположение участка показано на рис. 3-29.

золота и серебра; похожие гидротермальные изменения обнаружены и в смежных структурах ОЧВП.

Пламенское вулканическое поле (20x30 км), судя по форме, представляет собой кластер из 2-3 кальдерных просадок. Они выполнены риолитовыми игнимбритами, в которых, в отличие от пород Берложьей кальдеры, присутствуют хорошо выраженные фьямме. Нередко в игнимбритах развита столбчатая отдельность (рис. 3-34а).

Игнимбриты Пламенского поля несогласно несогласно перекрывают образования триаса и имлекинской свиты. В центральной части данной структуры на вулканиты налегают угленосные осадки ольховской свиты, выполняющие субизометричную депрессию диаметром около 3 км (рис. 3-29). Юго-западная и юго-восточная части вулканического поля перекрывают вулканитами ОЧВП. При сравнительно слабой стратификации игнимбритов Пламенского поля установить факт присутствия или отсутствия в них складчатых деформаций затруднительно. При дешифрировании обнажений, в которых читаются следы элементарных геологических тел, более вероятной представляется версия о том, что залегание потоков определялось вулканическими извержениями в условиях расчлененного рельефа (рис. 3-34б). В любом случае, нет свидетельств наклона вулканогенных покровов под углами 60-70°, обычного для пород имлекинской толщи.

а



б



Рис. 3-34. Выходы вулканитов Паляваам-Пегтымельского ареала на левобережье р. Пегтымель (бассейн р. Гупекымыль). а – столбчатая отдельность игнимбритов, б – различия в залегании пирокластических потоков.

На периферии Пламенского вулканического поля выходит ряд интрузивных тел (до 18 км²), сложенных порфировидными гранодиоритами, сходными с интрузивными породами Берложьей кальдеры. Петрографическое сходство позволяет рассматривать данные породы в составе единой вулкано-интрузивной ассоциации, несмотря на отсутствие задокументированного интрузивного контакта с вулканитами.

Возраст вулканитов ОЧВП, непосредственно перекрывающих породы Паляваам-Пегтымельского ареала, согласно данным ³⁹Ar/⁴⁰Ar и U-Pb геохронологии, соответствуют интервалу 89-85 млн. лет [Ispolatov et al., 2004; Tikhomirov et al., 2012; см. также рис. 3-21]. Из примерно десятка калий-аргоновых датировок, выполненных для пород Берложьей кальдеры и Пламенского поля, есть несколько относительно древних дат – до 128 млн лет [Гензе и др., 1990ф]. Это отличает рассматриваемые толщи от вулканитов ОЧВП, K-Ar возраст которых в данном районе не превышает 90 млн лет.

Отбор образцов и результаты анализа

Материалом для первой серии U-Pb определений возраста пород Паляваам-Пегтымельского вулканического ареала послужили образцы, собранные автором в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000 в составе Мраморного ГГСО [Устинов и др., 1994ф]. Первые SHRIMP-датировки цирконов получены в 2007 г. В 2010 г. проведены дополнительные полевые исследования с отбором проб, проанализированных годом позже.

Цирконы для U-Pb датирования извлечены из следующих пород: (1) обр. 3873б и 3876а – из риолитовых туфов Берложьей кальдеры, (2) обр. 7938д – из прорывающих их гранодиоритов; (3) обр. T10-47е – из ядра скважины в районе угольного месторождения Дальнее (риолитовый игнимбрит с рис. 3-31), (4) обр. T10-82 – риолитовый игнимбрит из толщи, вмещающей минерализацию Пламенного месторождения (проба взята из обнажения, показанного на рис. 3-34а); (5) обр. T10-52 – из толщи вулканитов, распространенной к юго-западу от угольного месторождения Дальнее и на картах последней редакции отнесенной к осиновской свите верхнего мела [Лаломова, 2002ф]. Положение точек отбора образцов показано на рис. 3-29.

Все изученные породы сходны между собой петрографически. Их объединяет пирокластическая природа, высокая степень спекания пеплового материала и значительная (10-25%) доля крупных (2-5 мм) кристаллокластов, представленных осколками кварца и полевых шпатов в близкой объемной пропорции (рис 2-22б).

Датирование цирконов выполнялось в трех лабораториях: (1) обр. 3873б – на установке SHRIMP RG Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США (аналитик В.В. Акинин), (2) для обр. 3873б и 3876а – на HR-SIMS 1270 лаборатории PML института ISEI, университет Окаяма, Мисаса, Япония (аналитик П.Л. Тихомиров), (3) для обр.

T10-47e, T10-52 и T10-82 – на установке SHRIMP-II Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов). Результаты анализа приведены в таблице 3-2 и на рис. 3-28.

Цирконы всех шести изученных образцов имеют сходную морфологию, характеризуются отчетливой осцилляционной зональностью и лишены явных унаследованных ядер. В цирконах двух образцов (3873/90 и 3876a/90) анализ показал присутствие небольших количеств обыкновенного свинца, в остальных образцах изотопные отношения соответствуют конкордии (рис. 3-28). Все результаты датирования хорошо согласуются друг с другом: обр. 3873/90 – 143.4 ± 1.1 млн лет (СКВО = 1.3), обр. 3876a/90 – 147.7 ± 6.0 млн лет (СКВО = 0.69), обр. 7938д/91 – 147.5 ± 1.3 млн лет (СКВО = 0.14), обр. T10-47e – 140.4 ± 1.1 млн лет (СКВО = 1.07), обр. T10-52 – 140.8 ± 1.2 млн лет (СКВО = 0.33), обр. T10-82 – 140.92 ± 0.95 млн лет (СКВО = 1.6). Берложья кальдера оказалась на несколько млн лет древнее Пламенского поля (148-143 млн лет против 141-140 млн лет – см. рис. 3-29), однако связь указанных структур с одним и тем же магматическим событием не вызывает сомнений.

Обсуждение результатов

Конкордантность полученных U-Pb возрастов и их хорошая сходимость не оставляют сомнений в том, что *вулканические толщи по меньшей мере километровой мощности, распространенные в районе верховий рр. Паляваам и Пегтымель и ранее включавшиеся в состав ОЧВП, в действительности представляют собой реликты совершенно иной магматической провинции.* Временной интервал формирования этой провинции включает границу юрского и мелового периодов. Породы указанной провинции оказались древнее перекрывающих их вулканитов ОЧВП примерно на 50 млн лет.

Породы имлекинской свиты, учитывая близкий возраст (титон-берриас), вероятно, связаны с тем же импульсом эндогенной активности. Таким образом, можно сделать вывод о двухэтапной истории Паляваам-Пегтымельского ареала: (1) накопление морских терригенно-обломочных и вулканогенно-обломочных толщ, местами с проявлениями андезитового и риолитового вулканизма; (2) мощные субаэральные извержения кремнекислых магм. Однородные толщи игнимбритов и спеченных туфов риолитов Берложьей кальдеры и Пламенского поля предлагается отнести к единому стратону – *берложьей толще* (по названию вулканоструктуры, для которой был впервые определен титон-берриасовый возраст вулканитов).

Размеры титон-берриасовой магматической области на территории современной Центральной Чукотки с трудом поддаются оценке, поскольку большая часть этой территории закрыта вулканитами ОЧВП. Паляваам-Пегтымельский ареал вытянут в меридиональном направлении на 60 км (рис. 3-16), однако есть сведения о берриасовом (144-139 млн лет) возрасте некоторых гранитоидных плутонов, расположенных южнее и восточнее территории,

показанной на рис. 3-29 [неопубликованные данные ФГУГП "Георегион"]. Здесь же из-под вулканитов ОЧВП выходят фрагменты позднеюрских и раннемеловых толщ (эмпекивеевская, ирвынейвеевская, чинатэнмываамская), сложенных преимущественно терригенно-обломочными породами, но содержащих горизонты андезитов и их туфов [Варламова и др., 2004ф; Решения..., 2009]. Включение датированных массивов в состав магматической провинции увеличивает ее протяженность до 100-120 км. Если допустить, что с этой же магматической провинцией связаны гранитоиды Вельмайского плутона (135.63 ± 0.97 млн лет; [Лучицкая и др., 2013]) и некоторые гранитоиды, выходящие на побережье Восточной Чукотки в районе бухты Ткачен (136.3 ± 1.0 млн лет; [Pease et al., 2017]), то можно заключить, что эта провинция протягивается примерно на 1000 км вдоль южной (в современных координатах) границы Чукотского континентального блока и (рис. 3-16).

Примерно тем же временным интервалом (титон-валанжин) датирована грунтовская толща (дифференцированная серия от андезибазальтов до дацитов в переслаивании с туффитами и осадочными породами, общая мощность до 3650 м – [Варламова и др., 2004ф]). Эта толща обнажается примерно в 100 км южнее Паляваам-Пегтымельского ареала, в северной части хребта Пекульней (рис. 3-16). Тем не менее, в рамках существующих тектонических моделей [Nokleberg et al., 2001] связь структур хребта Пекульней и окраины Чукотского континента проблематична. Вопросы тектонического контроля мелового магматизма Северо-Востока Азии подробнее рассмотрены в разделе 3.5.6.

Угловое несогласие между породами имлекинской свиты и берложьей толщи указывает на существование *тектонического события компрессионной или, менее вероятно, транспрессивной природы, затронувшего на границе юры и мела окраину Чукотского континента.*

Прецизионные геохимические данные в настоящее время доступны лишь для пород Берложьей кальдеры [Tikhomirov et al., 2008]. Поскольку данная глава посвящена вопросам геохронологии, особенности вещественного состава пород рассматриваются кратко, в контексте их геодинамической интерпретации. Проблемам геохимии и петрологии мелового магматизма Северо-Востока Азии посвящена глава 5 настоящей работы.

Для пород Берложьей кальдеры и интрузирующих их порфириовидных гранодиоритов определены содержания петрогенных элементов, элементов-примесей и отношения изотопов Sr, Nd, Pb и Hf. Из семи проанализированных образцов 3 представляют туфы, 3 – гранодиориты и один – меланократовое включение в гранодиорите. Результаты анализа в табличной форме представлены в Приложении 1 и отображены на диаграммах (рис. 3-35 – 3-37) вместе с результатами, полученными для 8 образцов вулканитов ОЧВП, отобранных в непосредственной близости от Берложьей кальдеры. При построении диаграмм также использованы результаты

силикатного анализа горных пород из геологосъемочных отчетов [Желтовский, 1980ф; Устинов и др., 1994ф] и база петрохимических данных ФГУГП "Георегион" (г. Анадырь), с любезного разрешения главного геолога предприятия О.С. Ладного. Анализ содержаний элементов-примесей и изотопных отношений выполнен по образцам автора Е.А. Калининой в лаборатории PML научного центра ISEI (Мисаса, Япония) в 2005-2006 гг. Описание аналитических процедур приведено в разделе 5.2.2.

Анализ диаграмм показывает, что породы Берложьей кальдеры геохимически сходны с вулканитами Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (рис. 3-35), выделяясь немного повышенными содержаниями TiO_2 и пониженными – K_2O . В содержаниях элементов-примесей (рис. 3-36) отчетливо просматриваются черты, свойственные субдукционным магматическим образованиям (относительное обеднение Ta и Nb, обогащение Pb, повышенные содержания крупноионных элементов относительно высокозарядных и редкоземельных). Гранодиориты Берложьей кальдеры значительно отличаются от вмещающих риолитовых туфов по ряду параметров (например, отношениями La/Yb и Nb/Ta), однако данные различия, скорее всего, связаны не с различиями в составе источника магм, а с различной степенью фракционирования акцессорных минералов – концентраторов некоторых элементов-примесей, обычных для кремнекислых магматических пород [Tikhomirov et al., 2008]. Факт генетической связи риолитовых туфов и гранодиоритов подтверждается их идентичным изотопным составом (рис. 3-37). Вулканиты ОЧВП, судя по повышенным содержаниям радиогенных Sr и Pb и пониженным – Nd и Hf, происходят из иного источника, более обогащенного в сравнении с источником магм титон-берриасовой вулканической провинции Центральной Чукотки.

В целом, с учетом представленных данных, наиболее вероятно *формирование пород Паляваам-Пегтымельского ареала в условиях тыловой зоны окраинно-континентального вулканического пояса* (провинции андийского типа). Значительные объемы изверженных кремнекислых магм, их однородный изотопный состав (рис. 3-37) и высокая интенсивность извержений свидетельствуют об активном вовлечении в петрогенез вещества континентальной коры. Логичным представляется вывод о связи рассмотренных титон-берриасовых комплексов Центральной Чукотки с активной окраиной Чукотского континента, на палеотектонических схемах обозначенной как Нутесынская дуга [Nokleberg et al., 2001]. Заметим, что породы Паляваам-Пегтымельского ареала являются первой находкой вещественных комплексов провинции андийского типа в пределах Чукотского блока. Место данной вулканической провинции. Вопросам тектонического контроля позднеюрско-мелового магматизма Северо-Востока Азии посвящен раздел 3.5.6 настоящей работы.

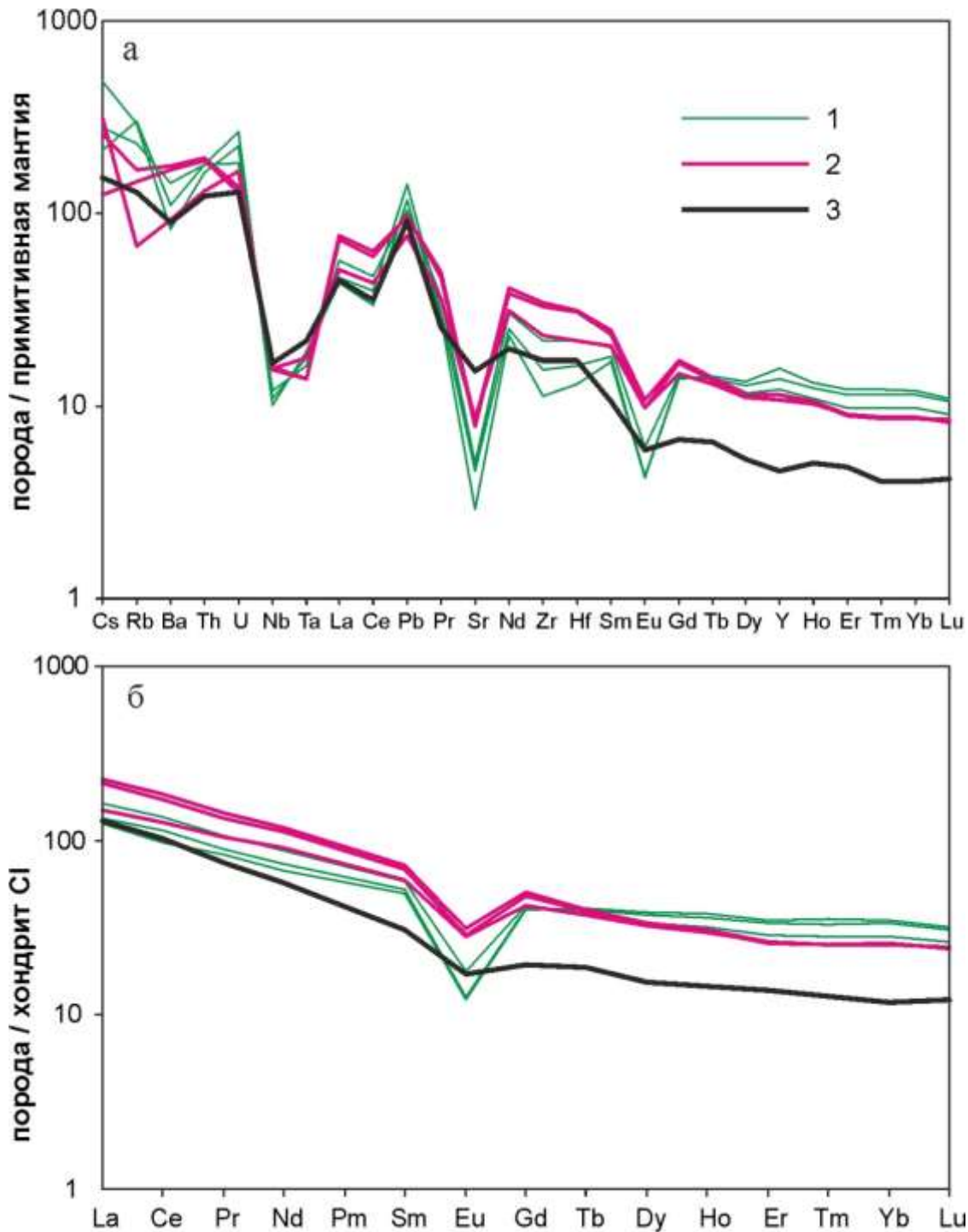


Рис. 3-36. Мультиэлементная диаграмма (а) и РЗЭ-диаграмма (б) для пород Берложьей кальдеры (1 – риолитовые туфы, 2 – гранодиориты); 3 – средний состав верхней коры [Rudnick, Gao, 2004]. Анализ выполнен в 2005-2006 гг. Е.А. Калининой в лаборатории PML научного центра ISEI (Мисаса, Япония).

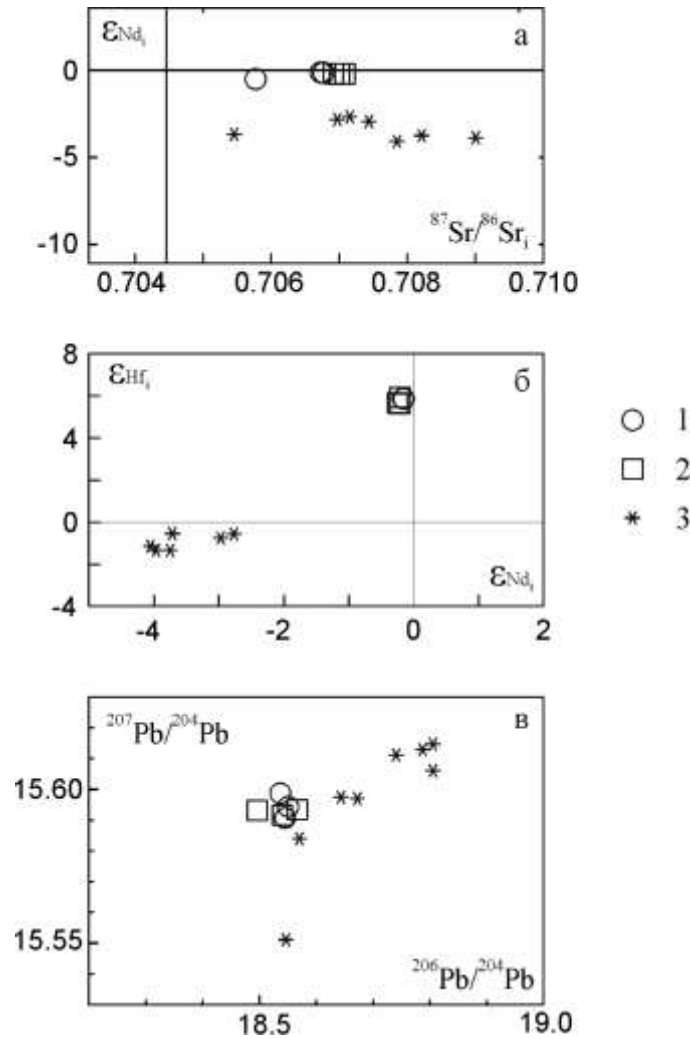


Рис. 3-37. Изотопные диаграммы для пород Берложьей кальдеры (1 – риолитовые туфы, 2 – гранодиориты) и перекрывающих их вулканитов ОЧВП (3). Анализ выполнен в 2005-2006 гг. Е.А. Калининой в лаборатории PML научного центра ISEI (Мисаса, Япония). Изотопные отношения скорректированы с учетом различного возраста пород (для ОЧВП – 87 млн лет, для Берложьей кальдеры – 145 млн лет).

3.5.4. Аптский постколлизийный магматизм Анюйской и Олойской зон

В данном разделе рассмотрены результаты геохронологического исследования магматических комплексов, структурно связанных с наложенными впадинами мезозойд Верхояно-Чукотской области.

Коллизия Чукотско-Аляскинского блока с окраиной Сибирского континента (см. главу 2) сопровождалась формированием прогибов, заполненных терригенно-обломочными толщами ("предвулканогенной молласой", по В.Ф. Белому [1977]) возрастом от оксфорда до баррема [Малышева и др., 2012; Соколов и др., 2001, 2015]. Наиболее крупные из подобных структур – Раучуанская, Камешковская, Нутесынская, Умкувеевская (рис. 2-6) – имеют размеры до сотен километров при суммарной мощности отложений до 3.5 км [Фурман, 1999ф; Черепанова, Тибилев, 1998ф]. В постколлизийную стадию (апт – начало альба) формирование молассовых прогибов продолжилось, как за счет подновления существующих структур (Умкувеевская), так

и за счет появления новых (Айнахургенская, Нутесынская). Подошве и кровле "предвулканогенной молассы" соответствуют поверхности региональных угловых несогласий, однако в кровле (между молассой и вулканитами ОЧВП) несогласие выражено гораздо слабее, вплоть до видимого отсутствия [Афицкий, Палымский, 1970; Умитбаев, 1986; см. также раздел 2.1 настоящей работы].

Многие из позднеюрско-раннемеловых прогибов Верхояно-Чукотских мезозоид, помимо терригенных образований, вмещают и вулканогенные. В ряде случаев прогибы практически целиком выполнены вулканитами, мощность которых достигает, по меньшей мере, нескольких сотен метров. В разрезах апта – нижнего альба доля вулканических пород существенно выше, чем в комплексах поздней юры и неокома. В публикациях двух последних десятилетий вулканиты наложенных впадин мезозоид упоминаются сравнительно редко, и сколь-либо широкое обсуждение их геодинамической природы пока не состоялось. И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [2004] интерпретировали эти образования как связанные с континентальным рифтогенезом, предшествовавшим началу активности ОЧВП.

Автором настоящей работы изучены вулканиты Тытыльвеевской и Мангазейской впадин, расположенных на территории Анюйской, Южно-Анюйской и Олойской складчатых зон мезозоид (рис. 2-1, 2-6). Ниже приведено краткое описание геологического строения указанных впадин.

Тытыльвеевская впадина

Тытыльвеевская впадина имеет размеры в плане 110 x 35 км и вытянута в северо-западном направлении, согласно простиранию главных складчатых структур мезозоид (рис. 2-6, 3-38). В период формирования эта структура, очевидно, была значительно крупнее, поскольку ее юго-восточная часть в настоящее время скрыта вулканитами ОЧВП, а северо-западная эродирована. Реликты вулканических полей, занимающие общую структурную позицию с образованиями Тытыльвеевской депрессии, прослеживаются на северо-запад вдоль оси Анюйской складчатой зоны на расстояние свыше 300 км (рис. 2-6, 3-16). В северо-западной части Анюйской зоны они объединены в составе канельвеевской толщи, приблизительно датированной ранним мелом [Черепанова, Тибилов, 1998ф]. Вулканиты Тытыльвеевской впадины, в зависимости от взглядов исследователей, либо включались в состав ОЧВП [Радзивилл, Палымский, 1972], либо рассматривались как проявления вулканической активности, предшествовавшей заложению ОЧВП [Белый, 1977; Котляр, Русакова, 2004]. Некоторые источники [Малышева и др., 2012] упоминают стратоны Тытыльвеевской впадины и в составе ОЧВП, и в разрезах наложенных прогибов мезозоид.

В основании Тытыльвеевской впадины залегают песчаники и алевролиты с линзами известняков и конгломератов, объединенные в эгилькнывеевскую свиту общей мощностью до

1250 м [Малышева и др., 2012]. Берриас-готеривский возраст этих отложений установлен по находкам фауны двустворчатых моллюсков. Породы эгилькнвеемской свиты несогласно перекрыты вулканитами, которые в 1960-е – 1980-е гг. подразделялись на три стратона (снизу вверх: нутесинская свита, пувтувеемская толща и тытыльвеемская свита – [Пьянков, 1980ф]). Позже было принято решение объединить все три подразделения в составе тытыльвеемской свиты [Малышева и др., 2012, Черепанова, Тибилев, 1998ф]. Оценки суммарной мощности вулканитов Тытыльвеемской впадины различны, от 800 м до 2.5 км. Минимальная из приведенных оценок подтверждается структурными построениями (рис. 3-38). Однако надо учесть, что глубина эрозии вулканогенной толщи с трудом поддается оценке. Возможно, в период формирования структуры мощность вулканитов была существенно выше.

Залегание вулканогенных покровов непостоянно; углы наклона обычно не превышают 10–15°, но в краевой части впадины могут достигать 30–35°. Сколь-либо значимые следы кальдер не выявлены. Преобладание северо-западного простирания стратификации указывает на вероятное развитие пологих складок, ориентированных согласно генеральному направлению складчатых структур основания. Состав вулканитов тытыльвеемской свиты варьирует от базальтового до риолитового. Наибольший объем приходится на андезиты (рис. 3-39а), которые преобладают в нижней и верхней подсвитях данного стратона (при близком объемном соотношении лав и пирокластических пород). Средняя подсвита представлена грубообломочными туфами кислого состава (рис. 3-39б), включающими горизонты риолитовых лав, а также лав и туфов андезитов. Во всех трех подсвитях обычны линзы туфоконгломератов (рис. 3-39в), иногда достигающие мощности 150–200 м. Широкое распространение грубообломочных вулканомиктовых пород отличает разрезы Тытыльвеемской впадины от типичных разрезов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, где туфопесчаники распространены не меньше, чем туфоконгломераты.

Остатки флоры папоротников, хвойных и гинкговых, собранные в образованиях тытыльвеемской свиты, позволяют датировать этот стратон лишь приблизительно (поздняя юра – ранний мел; [Пьянков, 1980ф]). Сведения о находках в ее разрезах флоры предположительно ожогинского комплекса [Паракецов, Паракецова, 1989] дают возможность предположить неоком-барремский возраст тытыльвеемской свиты. И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова [2004] на основании результатов калий-аргонового датирования 1960-х – 1980-х гг. (от 71 до 127 млн лет) пришли к выводу об аптском возрасте свиты. Калий-аргоновое датирование вулканитов Тытыльвеемской впадины, выполненное в рамках геологического доизучения территории в 1990-е гг. [Журавлев и др., 2000ф], показало близкий интервал возрастов от 58 до 130 млн лет. В серийной легенде [Черепанова, Тибилев, 1998] и в объяснительной записке к региональным геологическим картам нового поколения



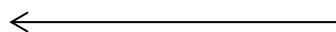


Рис. 3-38. Геологическая карта [Журавлев и др., 2000ф, упрощено] и разрез Тытыльвеевской впадины. 1–5 – терригенно-обломочные комплексы триаса и нижне юры: 1 – кэпервеевская свита T_1 и илирнейская толща T_{1-2} , 2 – понеургенская свита T_3 , 3 – пауктуваамская свита T_3 (на карте) и нерасчлененные образования триаса (на разрезе), 4 – мачваваамская толща T_3 , 5 – кытепвеевская свита J_1 ; 6 – эгилькнывеевская свита (берриас–готерив): песчаники, туфопесчаники, аргиллиты с линзами конгломератов и известняков; 7–10 – тытыльвеевская свита, апт: 7–9 – нижняя, средняя и верхняя подсвиты соответственно, 10 – нерасчлененные образования: лавы и туфы базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, туфогенные конгломераты и песчаники; 11 – вулканыты ОЧВП (пучевеевская свита, альб–турон?): лавы, туфы и игнимбриты дацитов и риолитов, туфогенные песчаники и конгломераты; 12 – субвулканические тела среднего и кислого состава; 13 – габбро-долериты анюйского комплекса (ранний–средний(?) триас); 14–18 – тела позднемелового илирнейского плутонического комплекса: 14 – гранодиориты, 15 – кварцевые монзониты и монцодиориты, 16 – граниты, 17 – субщелочные граниты и гранит-порфиры, 18 – гранодиорит-порфиры; 19 – рыхлые четвертичные отложения; 20, 21 – разрывные нарушения: 20 – крутопадающие: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями; 21 – надвиги; 22 – элементы залегания слоистости и геологических границ; 23 – точки отбора и номера образцов.

[Малышева и др., 2012] тытыльвеевская свита отнесена к раннему–среднему альбу, то есть предполагается ее частичное временное перекрытие с нижними стратонами ОЧВП.

Образования Тытыльвеевской впадины интродуцированы массивами ранне- и позднемеловых гранитоидов, наиболее крупные из которых обнажаются в южной части структуры, а также субвулканическими риолитами, предположительно связанными с активностью ОЧВП.

Мангазейская впадина

Мангазейская впадина в плане почти изометрична (рис. 2-6, 3-40), ее размеры составляют 60 x 80 км. На северо-востоке эта структура отделяется разрывом от образований Южно-Анюйской зоны, с трех остальных сторон толщи Мангазейской впадины несогласно налегают на смятые в складки комплексы Олойской зоны и Камешковского прогиба [Соколов, 2010]. Непосредственные контакты с комплексами Южно-Анюйской и Олойской зон почти повсеместно скрыты под рыхлыми отложениями, выполняющими широкие долины рек Большой Анюй и Камешкова.

Большей своей частью Мангазейская впадина наложена на образования Камешковского прогиба, выполненного отложениями берриаса-валанжина (песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами). Нижняя часть разреза Мангазейской впадины представлена породами айнахургенской свиты апта–альба, максимальная мощность которой оценивается в 1400 м [Фурман, 1999ф]. В составе этого стратона преобладают терригенно-обломочные породы, но также присутствуют отдельные горизонты вулканомиктовых пород, изредка – туфов и лав основного и среднего состава. От стратотипической местности айнахургенской свиты Мангазейская впадина удалена на 160–180 км, и присутствие здесь полного разреза данного стратона не является бесспорным. Обломочные отложения со слабо выраженным несогласием



Рис. 3-39. Породы тытыльвеемской свиты: а – выходы нижней подсвиты (преимущественно андезитовые лавы), б – выходы средней подсвиты (интенсивно спеченные туфы риолитов), в – туфоконгломераты.

перекрыты вулканитами мангазейской толщи: базальтами, андезитами, их туфами, в меньшем количестве – трахибазальтами, дацитами и вулканомиктовыми осадочными породами.

Вулканы залегают полого, на большей части площади впадины – субгоризонтально. Углы наклона покровов не превышают 15° . Мощность данного стратона, в соответствии с построенным разрезом (рис. 3-40), составляет около 900 м. В легендах к геологическим картам масштаба 1:200 000 [Сенотрусов, 1988ф; Фурман, 1999ф], тем не менее, указано существенно большее значение общей мощности – от 1800 до 2300 м, полученное сложением мощностей трех подтолщ мангазейской толщи.

Растительные остатки, обнаруженные в разрезах мангазейской толщи и в подстилающих ее отложениях, отнесенных к айнахургенской свите, датируются второй половиной раннего мела [Сенотрусов, 1981ф, 1988ф; Фурман, 1999ф]. Мангазейская толща интродуцирована небольшими телами, варьирующими по составу от габбро-диоритов до грано- и монцодиоритов. Изохронный Rb-Sr возраст одного из таких интрузивов составил 117 ± 12 млн лет [Комарова и др., 2013]; с учетом погрешности определения это соответствует интервалу от баррема до альба.

Таким образом, образования Мангазейской и Тытыльвеевской впадин занимают сходную структурную позицию и имеют сходный разрез (в основании – терригенно-обломочные толщи, выше, через несогласие – вулканиты). Главные различия заключаются в составе вулканогенных комплексов (Мангазейская структура – базальты и андезиты, Тытыльвеевская – непрерывный ряд от базальтов до риолитов), а также в степени их деформации (в Мангазейской впадине залегание вулканогенных покровов практически не нарушено, в Тытыльвеевской есть признаки пологих складок северо-западного простирания). По петрографическим признакам породы тытыльвеевской свиты и мангазейской толщи очень близки к вулканитам ОЧВП, но отличаются от них присутствием вторичных парагенезисов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма (пренит, пумпеллиит, гидрогранат, хлорит, эпидот, альбит, бабингтонит).

Рассматриваемая территория включает еще целый ряд подобных структур (Нутесынская, Лядиндянская и другие). Комплексы этих впадин с выраженным несогласием перекрывают комплексы мезозой, но в целом подчиняются общему структурному рисунку Олойской, Анюйской и Южно-Анюйской зон (рис. 2-6, 3-16).

Складчатый фундамент впадин сложен породами не моложе готерива, а сами прогибы заполнены субаэральными вулканитами пестрого состава, от базальтов до риолитов, и подчиненными по объему вулканомиктовыми осадочными породами. Краткие сведения о раннемеловых вулканогенных толщах, выполняющих наложенные прогибы в пределах Олойской и Анюйской складчатых зон, приведены в таблице 3-3.

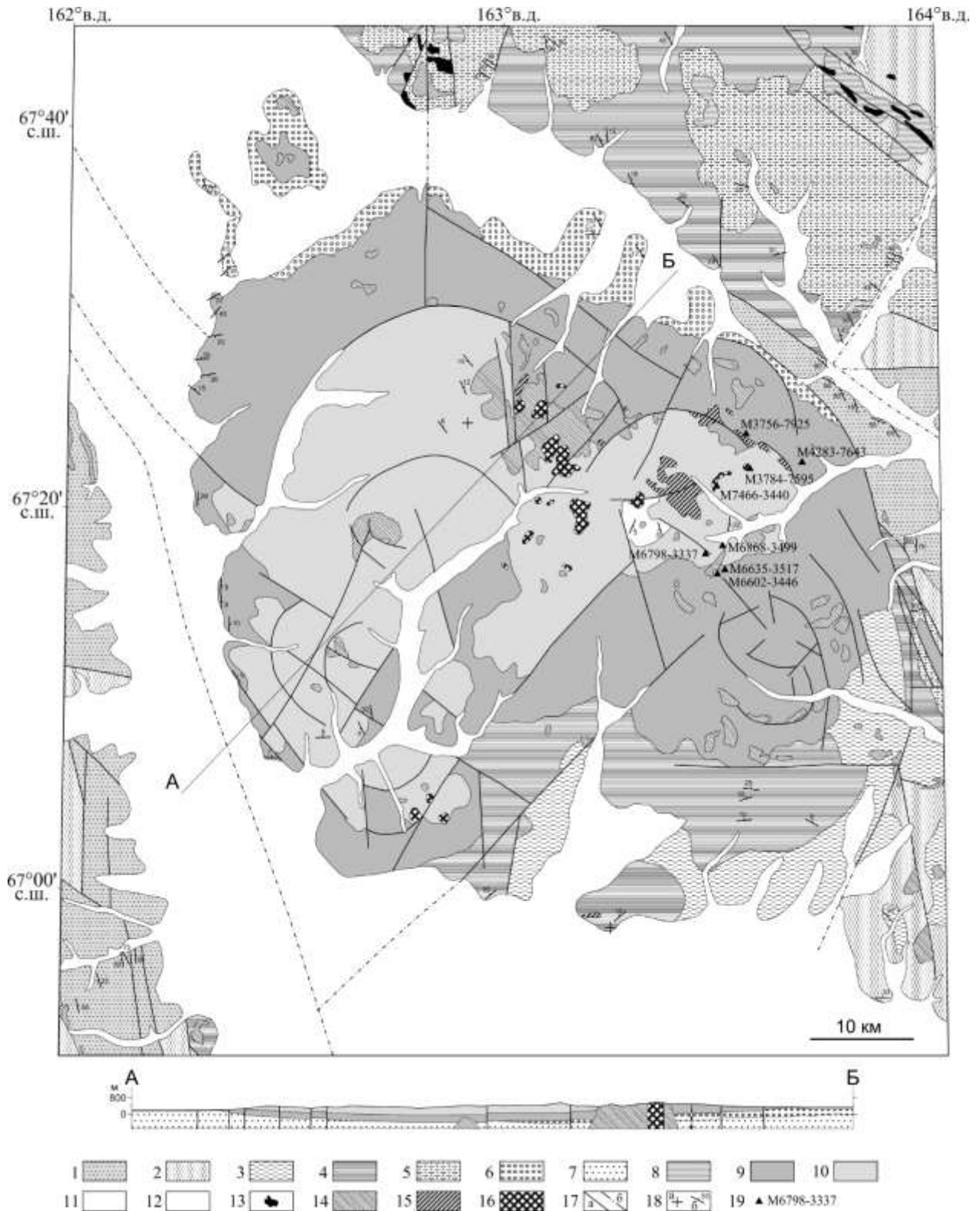


Рис. 3-40. Геологическая карта (по [15, 16], упрощено) и разрез Мангазейской впадины.

1–12 – стратифицированные образования: 1 – триас (норий): полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты; на юго-западе разрез включает лавы и туфы основного и среднего состава; 2 – юра (геттанг–плинсбах, титон): песчаники, алевролиты, аргиллиты, вулканомиктовые гравелиты и конгломераты, туфы и лавы основного и среднего состава, прослой каменного угля; 3 – берриас: полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов; 4 – валанжин: алевролиты, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, горизонты лав и туфов основного и среднего состава; 5 – готерив: полевошпат-кварцевые, полимиктовые и вулканомиктовые

←

песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, изредка – туфов среднего состава и конгломератов; 6 – айнахургенская свита (апт–альб?): вулканомиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты, углистые алевролиты и аргиллиты, прослойки каменного угля; 7 – нерасчлененные образования фундамента Мангазейской впадины (только на разрезе); 8 – тытыльвеевская(?) свита нерасчлененная (апт): андезибазальты, долериты, базальты, андезиты, дациты и их туфы; 9–11 – мангазейская толща (апт?), подтолщи: 9 – нижняя: лавы и туфы основного и среднего состава, линзовидные горизонты дацитов, вулканомиктовых песчаников, конгломератов и гравелитов; 10 – средняя: лавы и туфы основного и среднего состава, в верхней части – преимущественно основного, 11 – верхняя: вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, редкие горизонты андезитов; 12 – четвертичные отложения; 13–16 – плутонические и субвулканические образования: 13 – перидотиты, пироксениты, серпентиниты; 14 – базальты, андезиты, долериты, габбро, габбро-диориты, диориты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты; 15 – сиениты, сиенодиориты, нордмаркиты; 16 – гранодиорит-порфиры; 17 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – скрытые под четвертичными отложениями; 18 – залегание слоистости и геологических границ: а – горизонтальное, б – наклонное; 19 – точки отбора и номера образцов

Отбор образцов и результаты анализа

Образцы для датирования цирконов отобраны в северной и восточной частях Тытыльвеевского прогиба (истоки р. Раучуа и район золото-серебряного месторождения Двойное). Образец Т05-13 представляет дацитовый туф из нижней подсвиты тытыльвеевской свиты, образец Т05-24 – спеченный риолитовый кристаллокластический туф средней подсвиты. Расположение точек отбора образцов для U-Pb датирования цирконов и геохимических исследований показано на рис. 3-38.

Цирконы для определения возраста выделены с использованием стандартной методики (см. раздел 3.4.2). Датирование выполнено в 2007 году в научном центре ISEI университета Окаяма (г.Мисаса, Япония) на установке HR-SIMS Cameca IMS-1270 (аналитик П.Л. Тихомиров). Аналитические данные представлены на рис. 3-28 и в таблице 3-2. Цирконы изученных образцов содержат небольшие количества нерадиогенного свинца, и их U-Pb возраст устанавливается по пересечению дискордии и конкордии. Для обр. Т05-13 получена дата 122.0 ± 3.9 млн лет (СКВО=0.22), для обр. Т05-24 – 118.2 ± 3.2 млн лет (СКВО=0.32).

Обсуждение результатов

Полученные значения возраста пород тытыльвеевской свиты в пределах аналитической погрешности совпадают с результатами SHRIMP U-Pb датирования пород рудного поля Двойное [Акинин и др., 2015]: 120.4 ± 1.0 млн лет для рудовмещающих трахиандезидацитов и 118 ± 1 млн лет для субконкордантного кластера цирконов из пострудной дайки. В совокупности, доступные данные подтверждают предположение об аптском возрасте тытыльвеевской свиты и опровергают тезис о синхронном формировании данного стратона и нижних стратиграфических подразделений ОЧВП [Малышева и др., 2012; Черепанова, Тибилев, 1998ф]. Кроме того, вывод о различном возрасте вулканитов Тытыльвеевской впадины и ОЧВП согласуется с различиями в степени их деформации.

Таблица 3-3. Список стратиграфических подразделений вулканогенных впадин, наложенных на мезозойды Анюйской и Олойской складчатых зон [Малышева и др., 2012; Фурман, 1999ф; Черепанова, Тибилев, 1998ф].

Название стратона	Состав вулканитов	Принятый возраст	Обоснование возраста
Тытыльвеемская свита	базальты, андезиты, дациты, риолиты, их умереннощелочные аналоги (лавы и туфы)	средний-поздний альб*	Стратиграфическое положение между нутесынской свитой (условно апт-альбской) и позднемеловыми вулканогенными толщами. Остатки палеофлоры буор-кемюсского комплекса (апт? – средний альб)
Канелывеемская толща	андезибазальты, андезиты, риолиты, их туфы	ранний мел	Возраст принят условно. Установлен лишь факт несогласного налегания толщи на осадочные породы поздней юры – неокома
Мангазейская толща	базальты, трахибазальты андезибазальты, андезиты и их туфы; туфоконгломераты, туфогенные и полимиктовые песчаники и алевролиты	альб	Сборы палеофлоры, соответствующей второй половине раннего мела. Налегание со следами размыва на образования, отнесенные к айнахкургенской свите апта-альба
Филипповская толща	Риолиты, дациты, трахириолиты, трахидациты, их туфы	поздний мел	Возраст принят условно, с учетом налегания на вулканиты, отнесенные к тытыльвеемской свите
Лядиндянская толща	базальты, андезибазальты, трахибазальты	поздний мел	Возраст принят условно, с учетом налегания на филипповскую толщу
Эльгечанская толща	базальты, андезиты, дациты, их туфы; туфоконгломераты, туфопесчаники	апт-альб	Достоверно установлен лишь раннемеловой возраст. Интродуцирована гранитоидами хетачанского комплекса (К-Аг возраст по валовым пробам – от 119 до 83 млн лет), перекрыта условно позднемеловыми вулканитами
Моноковская толща	базальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты; туфогравелиты, туфопесчаники	ранний мел	Стратиграфическое положение между позднеюрско-раннемеловыми и альбскими стратонами
Чагачанская свита	риолиты, трахириолиты, комендиты, их туфы и игнимбриты; туфогравелиты, туфопесчаники	ранний мел	Остатки палеофлоры позднеюрско-раннемелового возраста, стратиграфическое положение между моноковской толщей (ранний мел) и мастахской свитой (апт-альб)
Дружнинская толща	риолиты, их туфы и игнимбриты	поздний мел	Возраст принят условно. Со следами размыва налегает на образования эльгечанской толщи

Примечание. *высказывались также предположения о готерив-барремском [Паракецов, Паракецова, 1989] и баррем-аптском [Котляр, Русакова, 2004] возрасте данного стратона.

Изотопный возраст вулканитов Тытыльвеемского прогиба в пределах аналитической погрешности перекрывается с SHRIMP U-Pb возрастами цирконов из постколлизийных гранитоидов Анюйской зоны (от 112.4 ± 1.6 до 116.9 ± 2.5 млн лет [Miller et al., 2009]; привязка датированных проб показана на рис. 3-16). Поскольку наиболее молодые из датированных цирконов несут признаки нарушения изотопной системы [В.В.Акинин, устное сообщение],

вероятный временной интервал кристаллизации указанных плутонов составляет 117-114 млн лет. Синхронность и пространственная сопряженность гранитоидных тел и непрерывно дифференцированных вулканитов предполагают их генетическую связь. Логичным смотрится предположение о генетической общности тытыльвеевской свиты и канельвеевской толщи (таблица 3-3), поскольку оба стратона занимают аналогичную структурную позицию и идентичны по петрографическому составу пород. Таким образом, аптские гранитоиды и вулканиты трассируют осевую часть Анюйской зоны, образуя полосу не менее 400 км длиной (рис. 2-6). *Представленные данные являются основанием для предположения о существовании на территории Западной Чукотки глубоко эродированного вулканоплутонического пояса аптского возраста.* По названию наиболее сохранного фрагмента было предложено именовать этот пояс Тытыльвеевским [Тихомиров и др., 2009].

О глубине эрозии указанной магматической провинции можно судить, во-первых, по присутствию мощных, в сотни метров, зон роговиков с биотитом, кордиеритом и андалузитом при гранитоидных плутонах, интродуцирующих тытыльвеевскую свиту [Пьянков, 1980ф]. Подобные ореолы свойственны массивам мезозоны, кристаллизующимся на глубинах от 6 до 16 км, в зависимости от величины теплового потока [Buddington, 1959]. Во-вторых, отмечено присутствие в вулканитах нижней части разреза Тытыльвеевской впадины типоморфных минералов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма, устойчивых на глубинах не менее 5 км [Спиридонов, Гриценко, 2009; Miyashiro, 1961]. Таким образом, глубина эрозии Тытыльвеевского пояса весьма значительна (километры). Фрагментарная сохранность вулканических комплексов (рис. 2-6) в таких условиях вполне ожидаема. Различия в степени денудации аптских и постальбских вулканитов указывают на *быстрый подъем Анюйской складчатой зоны (и, возможно, смежных зон Верхояно-Чукотской области) в конце апта – начале альба.* Логично связать этот подъем с последними складчатыми деформациями, затронувшими комплексы Тытыльвеевской впадины.

С вулканитами Тытыльвеевского прогиба пространственно и генетически связан ряд золото-серебряных проявлений и месторождений, относящихся к эпитермальному низкосульфидному и золото-теллуричному типам [Николаев и др., 2013; Акинин и др., 2015]. Общие запасы месторождений Двойное и Сентябрьское, по оценкам, превышают 70 т Au (сведения из *ru.wikipedia.org*). Таким образом, в пересчете на единицу площади вулканогенные поля Тытыльвеевского пояса характеризуются значительно более высокой металлоносностью, чем смежные с ними сегменты ОЧВП – возможно, вследствие более глубокого эрозионного среза.

Доказано присутствие субаэральных вулканитов аптского возраста среди геологических комплексов Новосибирских островов [Kuzmichev, 2009], где они, также с несогласием,

перекрывают смятые в складки породы триаса и юры. Таким образом, минимальная оценка протяженности Тытыльвеемского пояса (или, возможно, цепочки нескольких синхронно сформированных вулканических ареалов) может быть увеличена с 400 км до 1400 км. Если допустить, что и прочие наложенные вулканогенные впадины Анюйской и Олойской зон также связаны с аптским событием, то соответствующая магматическая провинция охватывает территорию 450 x 400 км только в пределах рассматриваемых структурных зон (рис. 2-6). Ареалы аптского вулканизма протягиваются дальше на северо-запад, под кайнозойский чехол Колымской впадины. Кроме того, некоторые вулканические поля, отнесенные к комплексам ОЧВП, занимают структурную позицию, идентичную таковой наложенных впадин мезозойд. Многие из этих ареалов контролируются разрывами северо-западного простирания, резко дискордантного с простиранием Анадырского сегмента ОЧВП (рис. 2-6). Эти ареалы полностью или частично могут быть генетически связаны не с Охотско-Чукотским поясом, а с более древними вулканическими провинциями.

Предположение, допускающее синхронное или почти синхронное формирование раннемеловых наложенных впадин мезозойд Анюйской и Олойской зон, не противоречит достоверно установленным возрастам геологических комплексов. Аптским веком датированы талалахский и намындыканский плутонические комплексы, интрузивы которых распространены в южной части Олойской зоны [Фурман, 1999ф] (см. рис. 2-6), а также некоторые из вулканогенных стратонов, перечисленных в таблице 3-3. Примерно тот же возраст (124–120 млн лет, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) получен и для некоторых магматических комплексов к западу от Колымской депрессии, в районе Северного пояса Якутии [Layer et al., 2001]. Для большинства толщ, несогласно перекрывающих структуры мезозойд Олойской зоны, надежные обоснования возраста отсутствуют. Уверенно можно судить лишь о постготеривском возрасте этих образований, исходя из факта их налегания на смятые в складки отложения готерива с морской фауной.

Доступные на данный момент сведения не позволяют датировать вулканы Мангазейской впадины с точностью до яруса. Однако изохронный Rb-Sr возраст диоритов, прорывающих мангазейскую толщу (117 ± 12 млн лет; [Комарова и др., 2013]) вместе с данными о возрасте растительных остатков (вторая половина раннего мела, [Сенотрусов, 1981ф]) подтверждают предположение о формировании мангазейской толщи в аптское время. Таким образом, несмотря на различия в составе пород, вероятна связь Тытыльвеемской и Мангазейской структур с одним и тем же вулканическим событием.

Данные о химическом составе вулканитов Тытыльвеемской и Мангазейской впадин включены в Приложение 1 и отображены на рис. 3-41, 3-42 и 3-43. Аналитические результаты и их детальное обсуждение приведены в работе [Тихомиров и др., 2017]. В данном разделе

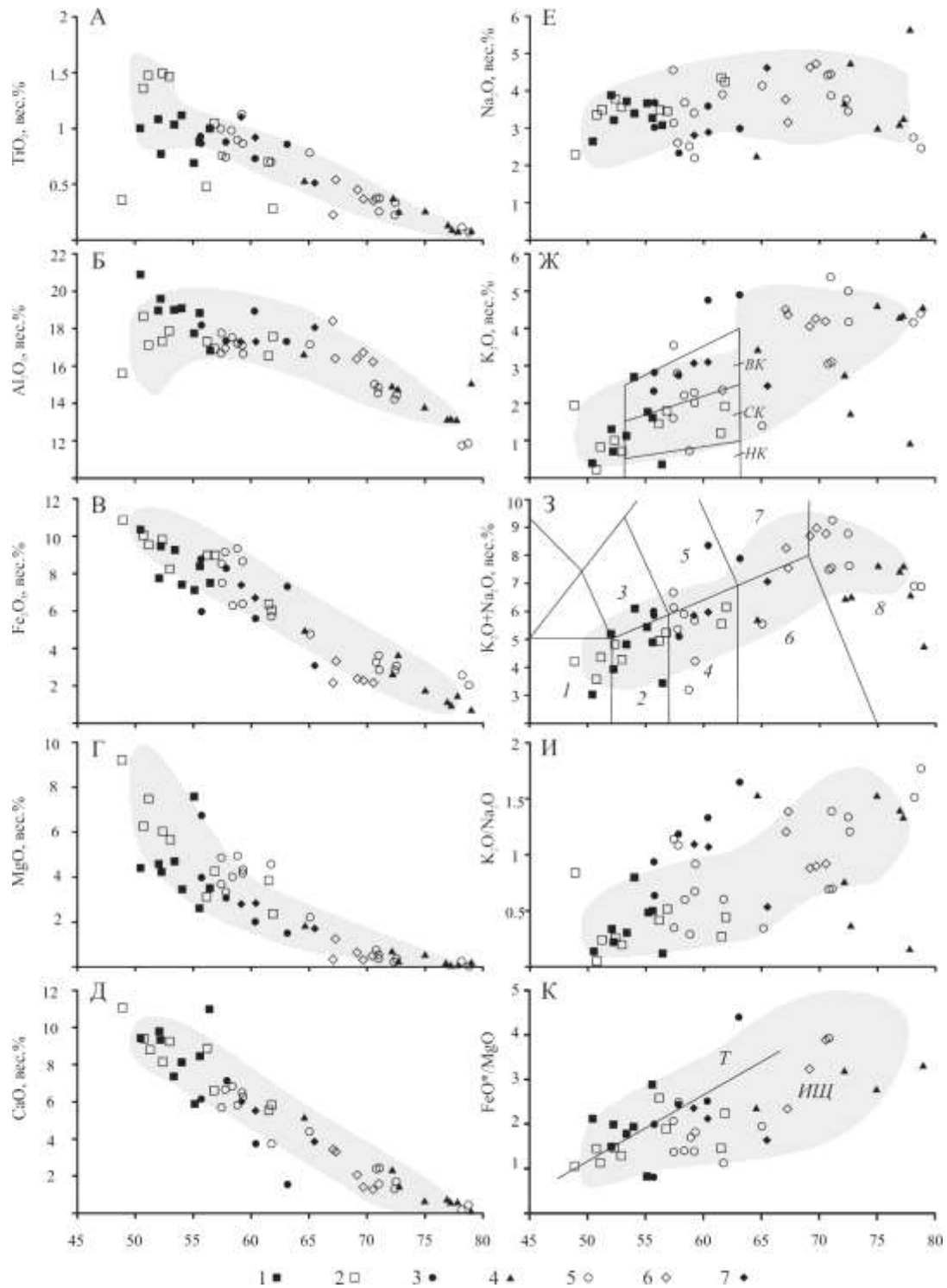


Рис. 3-41. Вариационные петрохимические диаграммы для меловых вулканитов Западной Чукотки. 1–2 – вулканиты мангазейской толщи: 1 – [Тихомиров и др., 2017], 2 – [Сенотрусов, 1981ф, 1988ф]; 3–5 – вулканиты тытыльвеевской свиты: 3 – среднего и основного состава, 4 – кислого состава, 5 – данные [Пьянков, 1980ф]; 6, 7 – plutonic породы, интрузирующие тытыльвеевскую свиту: 6 – Илirianский плутон, 7 – мелкие тела. Серой заливкой показано поле вулканитов северной части Анадырского сегмента ОЧВП (>97% из 402 анализов [Tikhomirov et al., 2016]). Индексы полей на диаграммах: $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [Gill, 1981]: НК – низкокалийевые, СК – среднекалийевые, ВК – высококалийевые серии; $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O+Na}_2\text{O}$ [Le Maitre, 1989]: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – трахиандезибазальты, 4 – андезиты, 5 – трахиандезиты, 6 – дациты, 7 – трахидациты, 8 – риолиты и трахириолиты; $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ [Miyashiro, 1974]: Т – толеитовая серия, ИЩ – известково-щелочная серия.

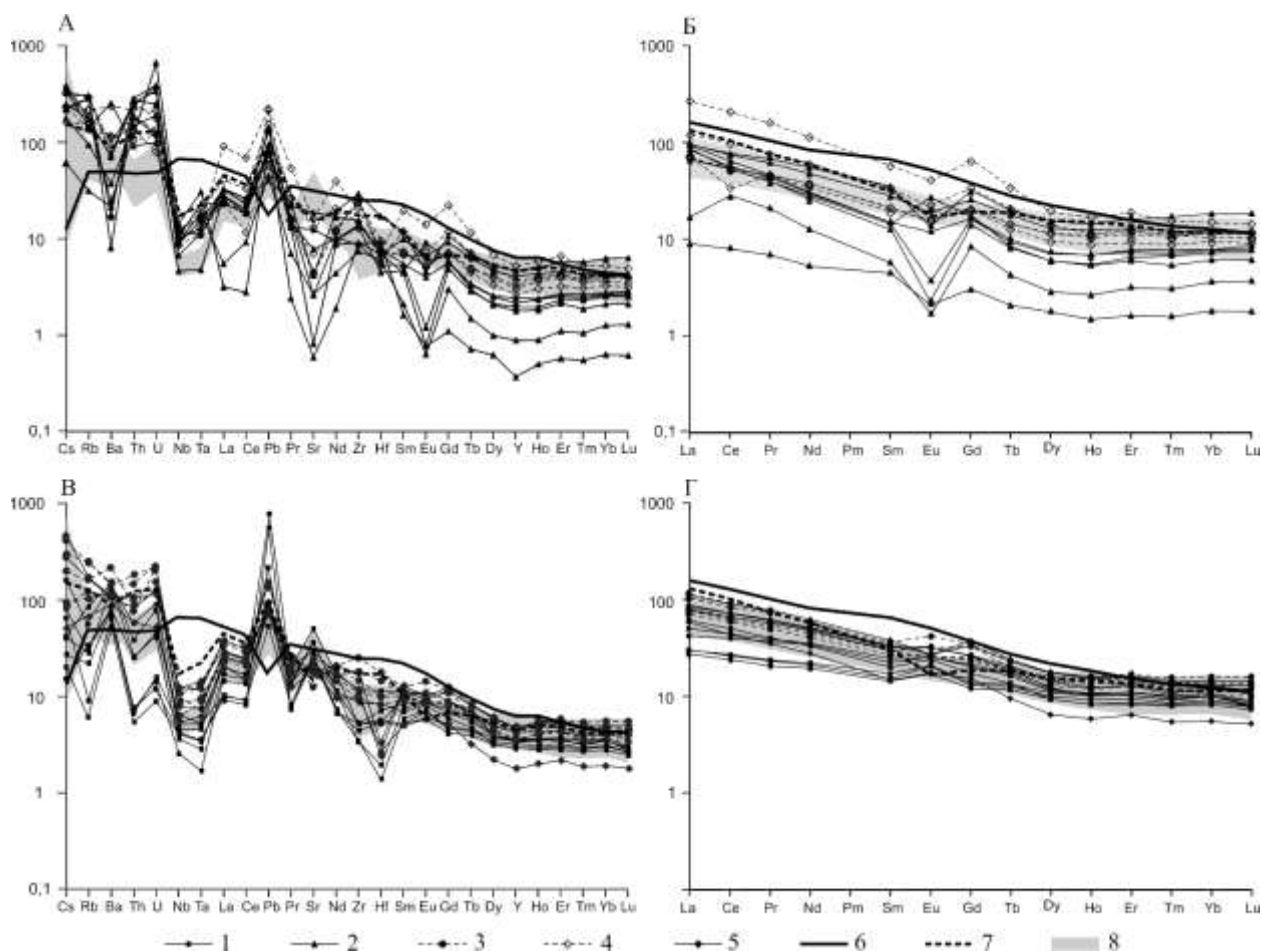


Рис. 3-42. Спайдер-диаграммы для меловых вулканитов Западной Чукотки. А, В – мультиэлементные диаграммы, содержания нормированы на состав примитивной мантии; Б, Г – РЗЭ-диаграммы, содержания нормированы на состав хондрита CI [справочные значения – из Sun, McDonough, 1989]. А, Б – кремнекислые породы, В, Г – породы среднего и основного состава.

1 – мангазейская толща; 2–3 – тытыльвеемская свита: 2 – породы кислого состава, 3 – породы среднего и основного состава; 4 – Илирнейский плутон; 5 – мелкие интрузивы; 6 – средний состав базальтов океанических островов (ОИВ); 7 – средний состав верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2004]; 8 – поле состава средних и основных вулканитов Анадырского сегмента ОЧВП [Tikhomirov et al., 2016; см. также раздел 5.2].

информация о геохимии пород сокращена во избежание отклонения от главной темы – вопросов геохронологии.

Вулканиты Тытыльвеемской впадины характеризуются бимодальным распределением по кремнекислотности. Первую группу составляют андезиты и трахиандезиты калий-натрового и калиевого рядов (рис. 3-41), вторую – риолиты нормальной щелочности. Интрузивные породы данной структуры соответствуют кварцевым диорит-порфирирам и граносиенитам. Среди пород Мангазейской впадины преобладают нормальнощелочные калий-натровые базальты и андезибазальты, небольшую часть изученной выборки составляют трахибазальты и андезиты. В целом, вулканиты раннемеловых впадин мезозойд не обнаруживают существенных отличий состава от пород ОЧВП, следуя

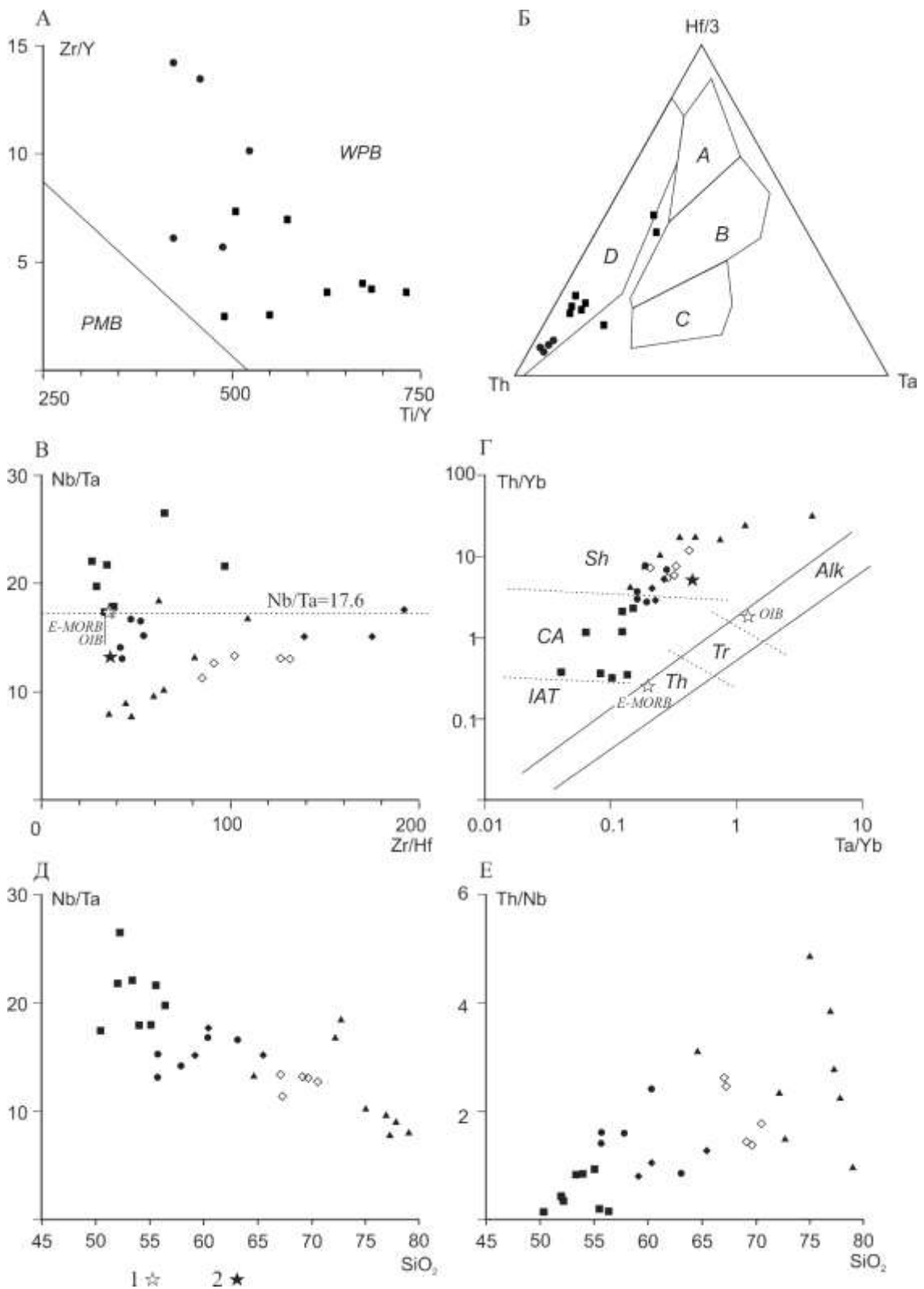


Рис. 3-43. Геохимические диаграммы для раннемеловых вулканитов Западной Чукотки.

А – $Ti/Y-Zr/Y$ [Pearce, Gale, 1977], Б – $Th-Hf/3-Ta$ [Wood, 1980], В – $Zr/Hf-Nb/Ta$, Г – $Th/Yb-Ta/Yb$ [Pearce, 1982], Д – SiO_2-Nb/Ta , Е – SiO_2-Th/Nb . Индексы полей: *WPB* – внутриплитные базальты, *PMB* – базальты прочих геохимических типов; *A* – N-MORB, *B* – E-MORB и внутриплитные толеиты, *C* – внутриплитные щелочные базальты, *D* – базальты вулканических дуг; *IAT* – толеиты островных дуг, *CA* – известково-щелочные серии, *Sh* – шошонитовые серии, *Th* – толеиты срединно-океанических хребтов, *Tr* – субщелочные внутриплитные серии и переходные серии срединно-океанических хребтов, *Alk* – щелочные внутриплитные серии.

1 – средние составы E-MORB и OIB [Sun, McDonough, 1989], 2 – средний состав верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2004]. Прочие условные обозначения – см. рис. 3-41.

типичному тренду окраинно-континентальных магматических провинций (рис. 3-41, 3-42). На диаграмме Мияширо [Miyashiro, 1974] (рис. 3-41к) точки базальтов и андезибазальтов Мангазейской впадины выстраиваются вдоль границы полей толеитовой и известково-щелочной серий. Андезиты Мангазейской и Тытыльвеевской впадин по уровню железистости соответствуют известково-щелочной серии.

Дискриминационные диаграммы не позволяют уверенно судить о тектонической обстановке, в которой формировались вулканиды Тытыльвеевской и Мангазейской впадин. Например, на диаграмме Ti/Y–Zr/Y [Pearce, Gale, 1977] точки указанных вулканидов располагаются в поле внутриплитных пород, а на диаграмме Th–Hf–Ta [Wood, 1980] – в поле базальтов вулканических дуг (рис. 3-43а, б).

Кремнекислые магматические породы, составляя до половины общего объема Тытыльвеевской впадины, по всей вероятности, большей своей частью являются производными коровых анатектических магм. Разброс значений некоторых индикаторных отношений (La/Yb, Th/Nb и др.) в изученных кремнекислых породах можно интерпретировать как следствие геохимической неоднородности протолита, однако к тем же результатам может привести и фракционирование фаз – носителей редких элементов в кислых магмах [Tikhomirov et al., 2008]. Процессы смешения мантийных и коровых магм, вполне ожидаемые в подобной обстановке, отражены в трендах, отражающих зависимость между содержанием SiO₂ и отношениями несовместимых элементов с близкими значениями коэффициента распределения (рис. 3-43д, е).

В контексте существующих плейт-тектонических реконструкций [Парфенов, 1984; Nokleberg et al., 2001; Лобковский и др., 2011], Тытыльвеевский вулканоплутонический пояс не мог быть провинцией андийского типа, поскольку к аптскому веку океан Анюй-Ангаючам уже прекратил свое существование. Возраст коллизии Чукотского блока с окраиной Сибирского континента определяется, в частности, возрастом последних складчатых деформаций в Южно-Аньюйской зоне (готерив–баррем – [Соколов и др., 2001, 2015; Sokolov et al., 2009; Kuzmichev, 2009; Miller et al., 2009]). Судя по относительно слабым деформациям вулканидов аптских впадин и массивным текстурам аптских гранитоидов [Miller et al., 2009], эти породы формировались уже после максимума коллизии. Наличие пологих складок в вулканидах говорит о накоплении вулканогенных толщ на фоне затухающего сжатия. Об этом же говорят различия в глубине эрозии комплексов Тытыльвеевской впадины и перекрывающих их вулканидов ОЧВП.

В целом можно констатировать, что *магматическая активность наложенных впадин Анюйской и Олойской зон имеет постколлизийную природу*. Ареалы магматизма такого рода широко распространены в фанерозойских подвижных поясах Земли (напр., [Chiu et al., 2013;

Dickinson, 2002; Seghedi et al., 2011; Wilson, 1989]). Общими чертами подобных магматических провинций являются угловое несогласие в подошве вулканогенных комплексов, а также особенности состава пород, переходные от надсубдукционных к внутриплитным. Представления о тектоническом контроле мелового магматизма Северо-Востока Азии обобщены в разделе 3.5.6.

3.5.5. Альбская вулканоплутоническая ассоциация Чаунской складчатой зоны

Весьма интересен вопрос возраста гранитоидных плутонов Чаунской складчатой зоны, представленных несколькими батолитами площадью до 2 000 км², а также серией более мелких, преимущественно штокообразных массивов (рис. 3-16, 3-44). По сумме признаков (состав, положение в региональной структуре, внутреннее строение) эти интрузивы являются типичными представителями плутонов "каледонского типа" (*caledonian type*) [Pitcher, 1997].

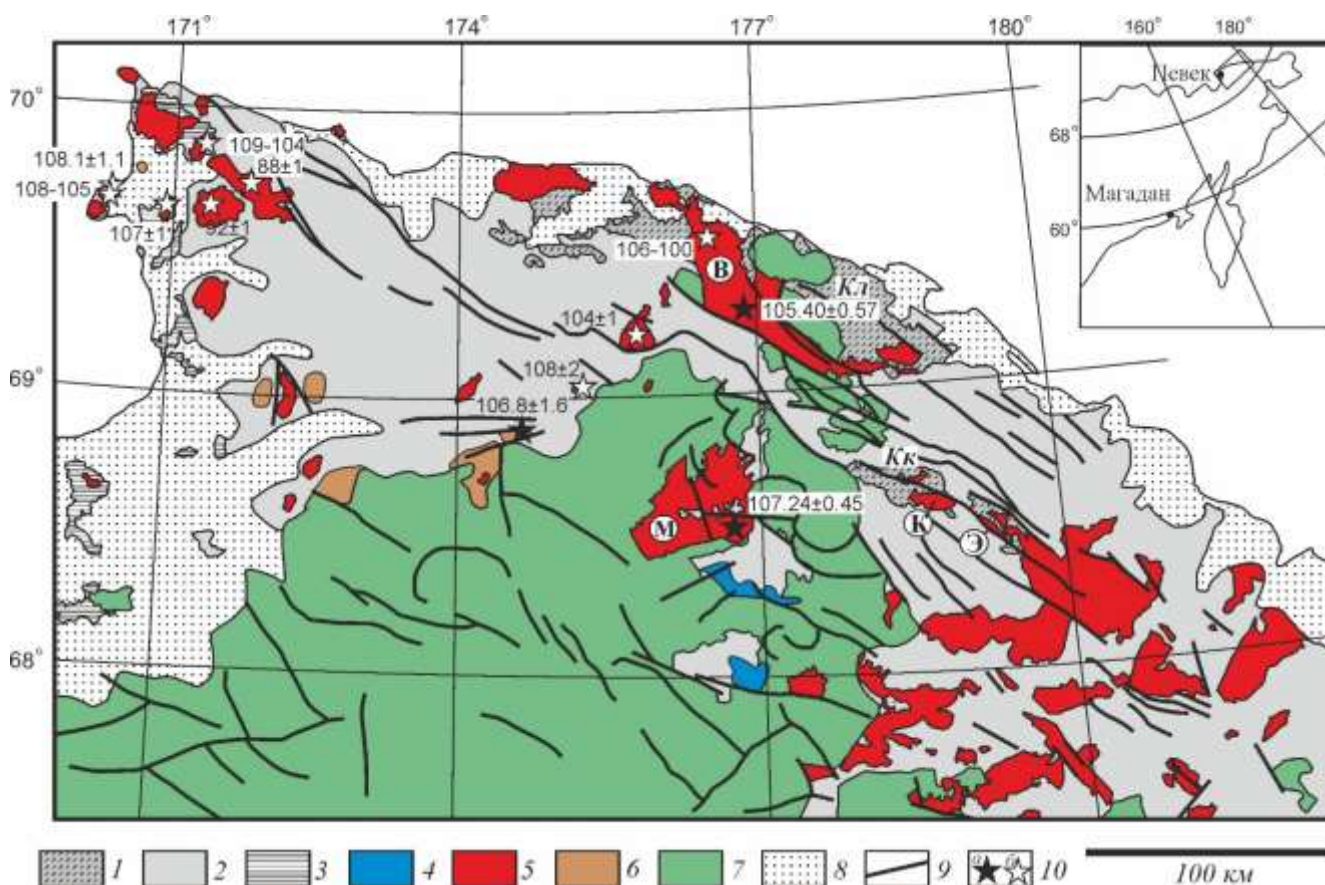


Рис. 3-44. Схема геологического строения Чаунской складчатой зоны (составлена по материалам [Варламова и др., 2004ф], с изменениями).

1 – осадочные и метаморфические комплексы девона–карбона, Куульское (Кл) и Куэкувунское (Кк) поднятия; 2 – терригенные осадочные породы верхней перми – триаса; 3 – молассовые отложения Раучуанского прогиба (верхняя юра – неоком); 4 – вулканогенные комплексы Паляваам-Пегтымельского ареала (титон – берриас); 5 – массивы гранитоидов (цифрами в кружках обозначены: В – Велиткеныйский, М – Мольтыканский, К – Куэкувунский, Э – Энмуамский плутоны); 6 – шохониты и латиты этчикувунской свиты (альб); 7 – вулканиты Охотско-Чукотского пояса (коньяк-сантон); 8 – рыхлые осадки кайнозоя; 9 – разрывные нарушения; 10 – точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (а – данные, полученные с участием автора настоящей работы, б – данные из публикаций [Miller, Verzhbitsky, 2009; Akinin et al., 2012; Акинин, Ползунов, 2013]).

На Чукотке данные массивы интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона-карбона, поздней перми – триаса, а также осадочные толщи синколлизонных позднеюрско-раннемеловых бассейнов (рис. 3-44).

Поскольку вулканиты ОЧВП, как правило, налегают на частично эродированные плутоны Чаунской зоны [Копытин, 1964ф; Гензе и др., 1990ф; Желтовский, 1980ф], эти интрузивы традиционно рассматривались как продукт магматического события, предшествовавшего заложению ОЧВП [Загрузина, 1965, 1977; Милов, 1975; Соболев, 1989, и другие]. Однако U-Pb датирование цирконов привнесло важные изменения в эту, казалось бы, простую схему.

Геологическая характеристика гранитоидных плутонов Чаунской зоны и оценка их возраста K-Ar и Rb-Sr методами

В подавляющем большинстве гранитоидные массивы Чаунской зоны имеют резкие секущие контакты и окружены ореолами ороговикования (рис. 2-28). Исключение составляют Велиткенайский, Куэквуньский и Энмуамский массивы (рис. 3-44), границы которых с метаморфитами амфиболитовой фации, развившимися по палеозойским осадочным породам, местами выражены нечетко и сопровождаются полями мигматитов [Варламова и др., 2004ф; Матешко и др., 1984ф]. Эти три массива в плане вытянуты в северо-западном направлении, и среди слагающих их пород нередко гнейсовидные разности. Прочие массивы Чаунской зоны сложены исключительно массивными гранитоидами (гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми монцодиоритами), и контролируются структурами как северо-западного, так и северо-восточного направления (рис. 3-16, 3-44). Для гранитоидов Северной Чукотки типичны резко порфировидные структуры с крупными, иногда до 5-10 см, фенокристами K-Na полевого шпата в мелко- и среднезернистом матриксе (рис. 3-45). Глубина кристаллизации большинства плутонов чукотского комплекса оценивается в 1-3 км, исходя из оценок мощности интродуцированных ими отложений Раучуанского прогиба. Мигматит-плутоны, подобные Велиткенайскому, скорее всего, формировались на больших глубинах, но количественно глубина их становления не оценивалась.

Факт интрузивного контакта плутонов Чаунской зоны с осадочными отложениями поздней юры-неокома и их "холодного" контакта с вулканитами Охотско-Чукотского пояса определяет узкий временной интервал становления массивов, соответствующий баррему – раннему альбу. Во 2-м издании легенды Анюйско-Чаунской серии листов Госгеолкарты масштаба 1:200 000 [Черепанова, Тибилев, 1998ф] все гранитоидные плутоны Чаунской зоны, за исключением единственного палеозойского Киберовского массива [Тибилев и др., 1986], отнесены к единому раннемеловому комплексу, который на западе Северной Чукотки именуется чукотским, а на востоке – тауреранским. Сотни K-Ar датировок, полученных по этим



Рис. 3-45. Порфиroidный кварцевый монцодиорит Лоотайпынского интрузива с крупными вкрапленниками К-Na полевого шпата.

гранитоидам в 1950-е - 1980-е гг., соответствуют широкому возрастному интервалу от 45 до 160 млн лет [Горбов и др., 1974; Жуланова и др., 2007]. В результате статистической обработки этих результатов выделены два сближенных во времени этапа гранитообразования с возрастом 97 ± 8 и 85 ± 13 млн лет [Горбов и др., 1974]. В целом имеющиеся К-Ar определения, большая часть которых выполнена по валовым пробам, не представляются достаточно надежными (см. раздел 3.2.1).

С 1980-х гг. публикуются результаты изохронного Rb-Sr датирования гранитоидов Северной Чукотки [Дудкинский и др., 1986, 1992; Ефремов и др., 2000, 2008]. Согласно этим данным, возраст гранитоидных интрузивов Северной Чукотки варьирует от поздней юры-берриаса (147-139 млн лет) до позднего мела (86-79 млн лет). Всего были выделены четыре возрастные группы интрузивов (млн лет): 147-139, 127-126, 107-103 и 85-82.5. Пересчет тех же аналитических данных, выполненный И.Л. Жулановой с соавторами [2007], позволил сместить нижнюю границу интервала гранитообразования до 154 ± 10 млн лет. Согласование геохронологической модели, построенной на Rb-Sr датировках, с данными о петрографии и геохимии гранитоидов вызывало ряд вопросов. Например, оказались разновозрастными плутоны Чаунского и Иультинского районов [Ефремов и др., 2000], весьма сходные по структурно-вещественному составу пород. В какой-то степени эти сомнения разрешает недавно изданная статья тех же авторов [Ефремов и др., 2010]. В этой статье отмечено, что

использованные для построения изохрон массивы данных обнаруживают взаимную зависимость отношений $1/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$; $1/\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^i$, указывающую на значимость процессов смешения магм с разными изотопными характеристиками. Соответственно, корректность опубликованных ранее Rb-Sr дат тоже ставится под сомнение.

Отбор образцов и результаты анализа

С целью проверки гипотезы о стадийности становления массивов для изотопного датирования были выбраны образцы из Мольтыканского и Велиткенайского плутонов (рис. 3-44), значимо различающихся по структурным признакам. Мольтыканский массив интрузирует осадочные комплексы триаса, в плане вытянут в северо-восточном направлении и сложен массивными гранитами, гранодиоритами и кварцевыми сиенитами. Велиткенайский массив расположен в пределах Куульского поднятия, где выходят осадочные породы девона и карбона различной степени метаморфизма (от амфиболитовой до почти неметаморфизованных), имеет северо-западное простирание и сложен гранитами, гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами – как массивными, так и гнейсовидными. Все интрузивные контакты Мольтыканского плутона – резкие, с ореолами ороговикования. Велиткенайский массив местами обнаруживает признаки автохтонной природы (мигматиты в некоторых контактовых зонах и в провесах кровли), но местами также интрузирует вмещающие породы. Допускается полихронное формирование этого плутона [Пьянков, 1981ф]. Возраст Мольтыканского массива, определенный K-Ar методом, варьирует в интервале 138-70 млн лет, Велиткенайского - 110-55 млн лет [Жуланова и др., 2007].

Для U-Pb датирования цирконов после предварительного петрографического изучения были отобраны: из Велиткенайского плутона – обр. S3E (гнейсовидный кварцевый монцодиорит), из Мольтыканского – обр. SL1 (массивный гранодиорит). Точки отбора образцов показаны на рис. 3-16 и 3-44. Цирконы из пород извлечены с использованием стандартной методики (см. раздел 3.4). Измерения изотопных отношений выполнены на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ в 2010 г. (аналитик Е.Н. Лепехина).

Результаты анализа представлены в таблице 3-2 и на рис. 3-28. Цирконы обоих изученных образцов показали конкордантные возраста. Для образца из Мольтыканского массива (SL1) получена дата 107.0 ± 1.0 млн лет (СКВО=0.49), для Велиткенайского (S3E) – 105.3 ± 1.2 млн лет (СКВО=0.055). Согласно этим данным, возраст обоих плутонов соответствует альбскому веку и совпадает в пределах аналитической погрешности.

Сходные результаты получены коллегами, изучавшими другие интрузивы Чаунской зоны [Miller, Verzhbitsky, 2009; Akinin et al., 2012; Акинин, Ползуненков, 2013]. Большинство опубликованных к настоящему времени изотопных дат соответствует интервалу от 109 до 104 млн лет (рис. 3-16, 3-44). За пределами этого интервала оказался возраст только двух массивов:

Северного (88 ± 1 млн лет) и расположенного рядом Пыркенайского (92 ± 1 млн лет). Две последние даты примечательны тем, что доказывают факт распространения магматической активности Охотско-Чукотского пояса на расстояние как минимум 100-150 км от современных границ данной геоструктуры. Впрочем, Северный массив выделяется среди прочих интрузивов Чаунской зоны не только возрастом, но и составом: он преимущественно сложен литий-фтористыми лейкогранитами [Лобаев, 1996]. Подавляющее же большинство плутонов (монцодиорит-гранодиоритовые), судя по всему, сформированы в течение сравнительно короткого временного промежутка, в среднем альбе.

Обсуждение результатов

Близкие значения U-Pb возраста Велиткенайского и Мольтыканского плутонов являются в некоторой мере неожиданными, если принять во внимание различия в структурных характеристиках изученных массивов: гнейсовидные текстуры обычно считаются признаком синтетектонических гранитоидов, а массивные – посттектонических [Раген, 1979]. Приуроченность разновозрастных плутонов к разноориентированным зонам разрывных нарушений также вызывает вопросы. Можно предложить несколько вариантов объяснения полученных данных:

- (1) возраст Велиткенайского и Мольтыканского плутонов различается на несколько млн лет, и их становление протекало в различной тектонической обстановке, но погрешность определения делает разницу в возрасте малозаметной;
- (2) плутоны сформированы на фоне регионального сжатия вдоль оси СВ направления и сопряженного растяжения вдоль оси СЗ направления; это предположение согласуется с северо-западным простираем осей складок, доминирующим в Чаунской зоне, и с приуроченностью Велиткенайского массива к крупной антиформе – Куульскому поднятию;
- (3) оба плутона образовались на фоне регионального растяжения вдоль оси СЗ направления, сопровождавшегося праводвиговыми смещениями. В этом случае Велиткенайский плутон приурочен к зоне присдвигового растяжения [Тевелев, 2003], что неплохо согласуется с его S-образной в плане формой (рис. 3-44).

Из перечисленных трех гипотез в настоящее время наиболее предпочтительной выглядит последняя – в частности, потому, что она согласуется с тектоническими реконструкциями, предполагающими праводвиговые деформации Чукотского блока в середине мелового периода [Miller et al., 2008; Kuzmichev, 2009]. Кроме того, именно в середине альба (109-104 млн лет назад) происходил наиболее быстрый подъем гранито-гнейсовых куполов Восточной Чукотки [Toro et al., 2003]. Последние рассматриваются как представители "комплексов метаморфических ядер кордильерского типа" [Coney, Harms, 1984], формирующихся в обстановке растяжения (как правило, поздне- или посторогенного). Весьма вероятно, что

мигматитовые комплексы Куульского и Куэквиуньского [Кулюкина и др., 2013; рис. 3-44] поднятий формировались по тому же механизму. Тем не менее, окончательное решение вопроса о причинах одновременного становления на Северной Чукотке плутонов с различными структурными характеристиками требует более представительной фактической базы.

Также неожиданным является факт взаимного наложения возраста гранитоидов Чаунской зоны и нижних стратонов ОЧВП (рис. 3-21, 3-24), при имеющихся несомненных фактах холодного контакта вулканитов и гранитоидов. Данное противоречие частично снимается, если пересмотреть принятый возраст стратонов Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП с учетом новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок (см. раздел 3.5.1). Согласно этим данным, вулканическая активность северной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП началась только в коньякский век, около 89 млн лет назад (рис. 3-15, 3-21). Единственное исключение – вулканиты этчикуньской свиты с U-Pb возрастом цирконов 106.8 ± 1.6 млн лет (таблица 3-2, рис. 3-16, 3-17), слагающие сравнительно небольшие поля в западной части Чаунской зоны (рис. 3-44). Как будет показано ниже, вероятно связь этих вулканитов не с ОЧВП, а с другой магматической провинцией. Таким образом, продолжительность паузы между становлением гранитоидных плутонов и главной фазой формирования Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП составляет около 15 млн лет, что вполне достаточно для выведения мезо- и гипабиссальных интрузивов на поверхность.

Факт синхронного формирования гранитоидных плутонов Чаунской зоны и нижних стратонов ОЧВП требует некоторой коррекции представлений об импульсах магматической активности на территории Северо-Востока Азии. Пространственное размещение интрузивов чукотского комплекса (рис. 3-44), их специфический состав (см. далее) и разница в возрасте с вулканитами ОЧВП, распространенными на Северной Чукотке, показывают, что генетическая связь плутонов Чаунской зоны с ОЧВП маловероятна. Эти же самые признаки выделяют и вулканиты этчикуньской свиты. Последние представлены лавами и, реже, туфами шошонит-латитового ряда, по геохимии резко отличающимися от прочих вулканитов ОЧВП, но сходных с гранитоидами чукотского комплекса (см. ниже). Вулканитами ОЧВП этчикуньская свита перекрыта без резкого углового несогласия, но со значимым перерывом (рис. 3-6, 3-21). Наконец, некоторые выходы вулканитов того же состава выявлены на удалении 150 км от границы ОЧВП (рис. 3-44). По совокупности перечисленных фактов, правдоподобной выглядит гипотеза о том, что *альбская вулcano-интрузивная ассоциация Чаунской складчатой зоны сформирована вне связи с ОЧВП, в обстановке постколлизии или присдвигового растяжения*. Значительные размеры территории, охваченной магматической активностью, и специфический состав изверженных пород дают основания для выделения здесь новой

магматической провинции, которую предлагается именовать *Чаунской провинцией*, по названию соответствующей тектонической зоны.

Изложенное выше предполагает, что в северной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП активная вулканическая деятельность началась позже, чем в других частях вулканического пояса. Вопросы миграции мелового магматизма Северо-Востока Азии рассмотрены в разделе 3.5.6.

Размеры Чаунской провинции в плане составляют, как минимум, 500x200 км (рис. 3-16). Насколько широко альбский магматизм проявился в восточной части Чукотской складчатой области, в настоящий момент сказать сложно. Некоторые из расположенных там гранитоидных массивов также показывают U-Pb возраст, соответствующий альбскому веку (110.39 ± 0.78 млн лет – [Лучицкая и др., 2013]), однако возраст прочих подобных тел варьирует в широких пределах (136-94 млн лет – [Лучицкая и др., 2013]), и относительная объемная доля разновозрастных интрузивов пока не поддается оценке.

Сведения о химическом и изотопном составе вулканитов и гранитоидов Чаунской провинции приведены на рис. 3-46, 3-47 и 3-48, вместе с данными о составе вулканитов Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов ОЧВП. При построении диаграмм использовались результаты анализов, полученные по образцам автора Е.А. Калининой на оборудовании научного центра ISEI университета Окаяма (Мисаса, Япония) [Tikhomirov et al., 2016]. Также привлечены данные из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Ефремов и др., 2008, 2010; Rowe, 1998; Pittarello et al., 2013] и результаты силикатного анализа пород, выполненного в 1960-е – 1980-е гг. экспедициями ПГО "Севостгеология" (база данных любезно предоставлена главным геологом ФГУГП "Георегион" О.С. Ладным).

Различия между породами ОЧВП и Чаунской провинции в содержаниях петрогенных элементов выглядят умеренными (рис. 3-46). Очевидно лишь относительно высокое содержание K_2O в альбских магмах Чукотки. В содержаниях элементов-примесей специфика пород Чаунской провинции выражена гораздо отчетливее (рис. 3-47): в них значимо повышены содержания всех несовместимых элементов, за исключением тяжелых РЗЭ. Концентрации крупноионных элементов превышают таковые в среднем по базальтам океанических островов [Sun, McDonough, 1989] примерно на порядок. Столь высокая степень обогащения магм, при резком обеднении Ta и Nb, считается характерной особенностью орогенных высококалиевых магм (III тип, по [Foley et al., 1987]). Изотопные отношения показывают, что *магмы Чаунской провинции происходят из более обогащенного источника, чем любые магмы ОЧВП, включая даже кремнекислые породы анатектической природы.*

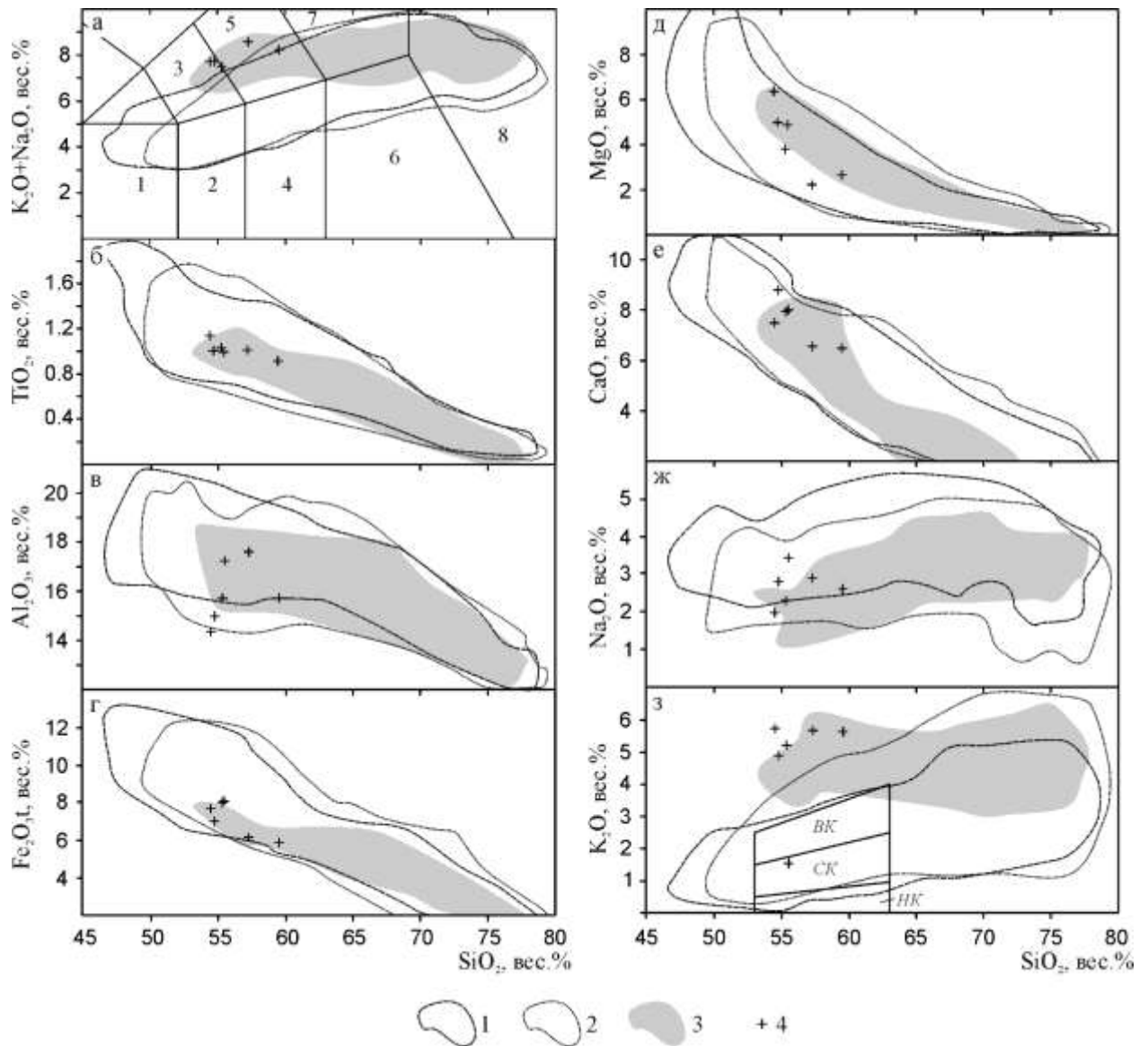


Рис. 3-46. Вариационные петрохимические диаграммы для пород Чаунской магматической провинции (этчикуньская свита и гранитоиды чукотского комплекса) и ОЧВП (Анадырский и Центрально-Чукотский сегменты).

1-3 – поля составов: 1 – Центрально-Чукотский сегмент ОЧВП (n=1500), 2 – Анадырский сегмент ОЧВП (n=768), 3 – гранитоиды чукотского комплекса (n=313), 4 – вулканиты этчикуньской свиты. Индексы полей [Le Maitre, 1989; Gill, 1981] – см. рис. 3-41.

Геохимическое сходство вулканитов этчикуньской свиты и гранитоидов чукотского комплекса (рис. 3-47) подтверждает предположение об их комагматичности. Различия в величине изотопных отношений (рис. 3-48а), скорее всего, объясняются тем, что пробы вулканитов и гранитоидов анализировались в разных лабораториях. Более широкий, чем в вулканитах, диапазон содержаний SiO_2 в гранитоидах (рис. 3-46) предполагает сравнительно долгий процесс кристаллизационного фракционирования, а также вероятную ассимиляцию материала континентальной коры.

Вопросы геохимии и петрогенеза меловых магматических пород Северо-Востока Азии подробно рассмотрены в главе 5.

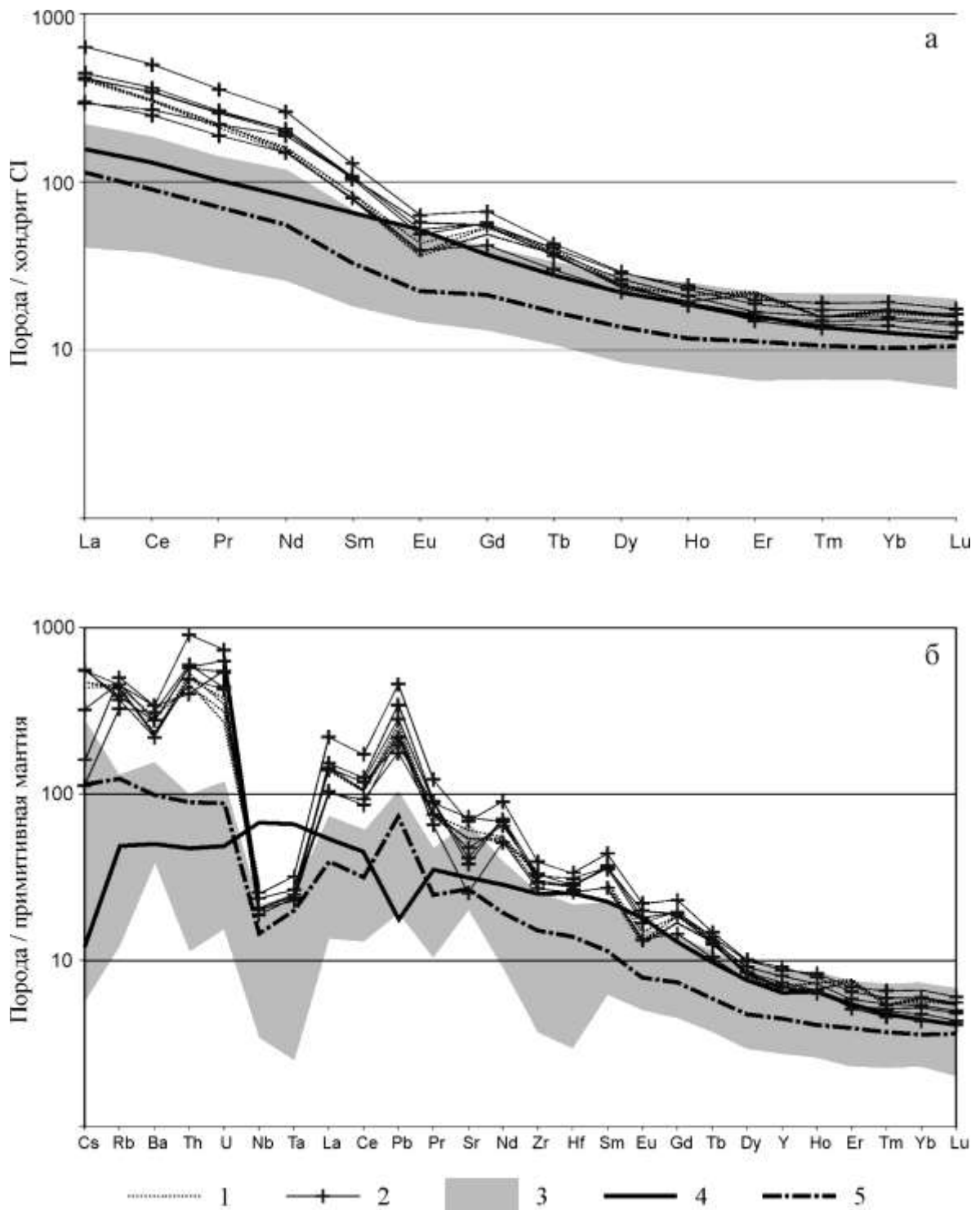


Рис. 3-47. Диаграммы, иллюстрирующие содержания несовместимых литофильных элементов-примесей в породах Чаунской магматической провинции и северной части ОЧВП. а – РЗЭ-диаграмма, составы пород нормированы по хондриту CI; б – мультиэлементная диаграмма, составы пород нормированы по примитивной мантии (составы эталонов – [Sun, McDonough, 1989]).

1 – гранитоиды штока Линкор [Ефремов и др., 2008], типичного для массивов чукотского комплекса; 2 – вулканы этчикуньской свиты; 3 – поле состава вулканитов ОЧВП (Центрально-Чукотский и Анадырский сегменты); 4 – ОИВ [Sun, McDonough, 1989]; 5 – среднее из 590 анализов андезитов вулканического пояса Анд (данные базы GEOROC, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>).

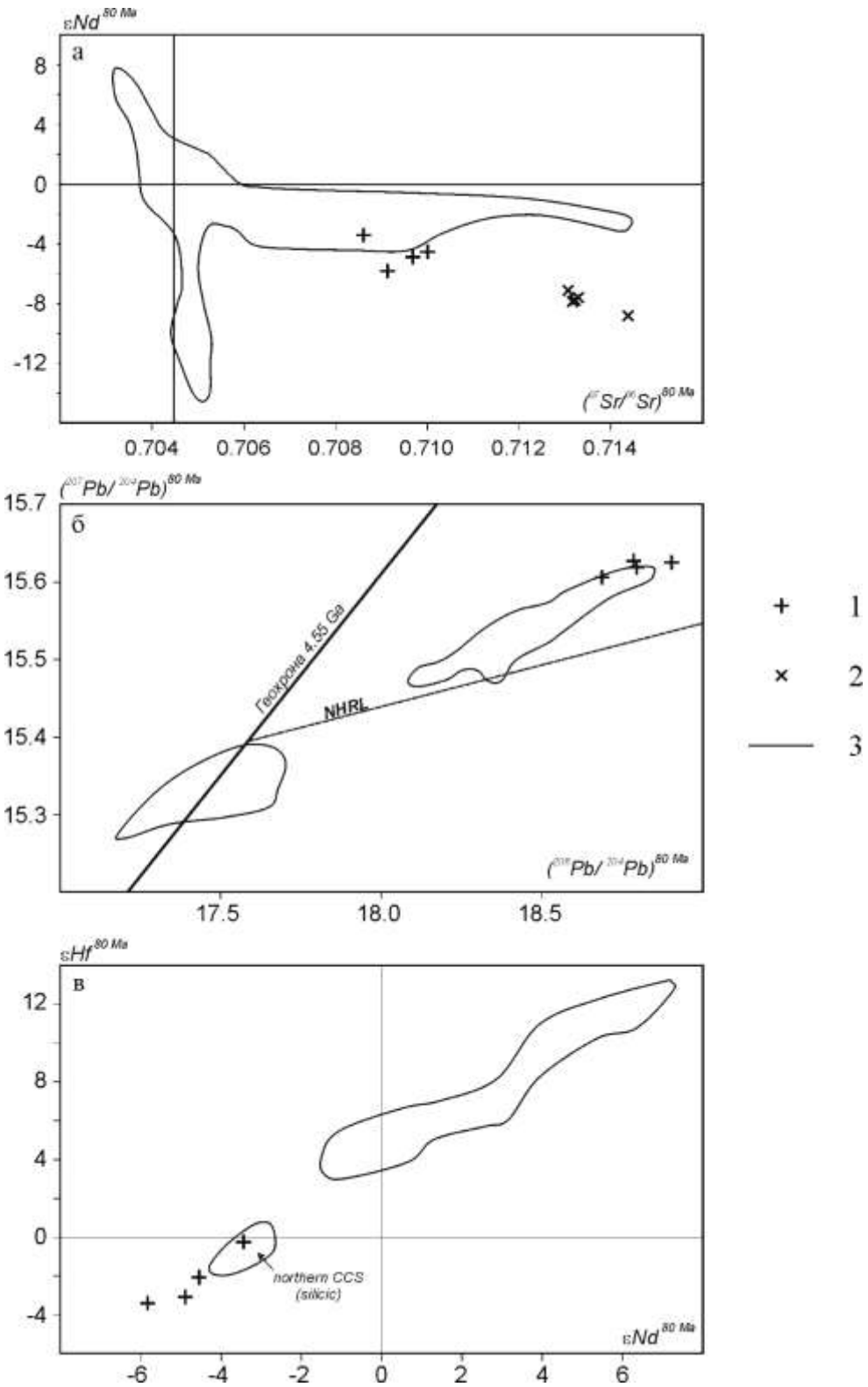


Рис. 3-48. Изотопные диаграммы для пород Чаунской магматической провинции и ОЧВП: а - $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon Nd$; б - $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{207}Pb/^{204}Pb$; в - $\epsilon Nd - \epsilon Hf$.

1 – вулканиты этчикуньской свиты [Tikhomirov et al., 2016]; 2 – гранитоиды чукотского комплекса [Ефремов и др., 2008]; 3 – поля изотопного состава вулканитов ОЧВП [Tikhomirov et al., 2016; Rowe, 1998; Акинин, Миллер, 2011; Pittarello et al., 2013; см. также раздел 5.2.3].

Для корректного сопоставления все изотопные отношения пересчитаны на возраст 80 млн лет.

NHRL – линия тренда изотопного состава свинца для магматических пород северного полушария Земли.

3.5.6. Динамика и тектонический контроль позднеюрско-мелового магматизма Северо-Западной Пацифики

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb определений возраста магматических пород Северо-Востока Азии, обсуждавшиеся в предыдущих разделах данной главы, в своей совокупности позволяют, хотя и с некоторыми оговорками, скорректировать существующие представления о месте и времени проявления магматических событий в данном регионе в позднеюрско-меловое время. Соответствующая схема представлена на рис. 3-49. При составлении схемы использовались сведения из следующих источников: [Kelley et al., 1999; Layer et al., 2001; Сахно и др., 2010^а; Акинин, Миллер, 2011; Akinin et al., 2012; Тихомиров, Правикова, 2011; Tikhomirov et al., 2007, 2008^{а, б}, 2012; Тихомиров и др., 2008, 2009, 2011, 2017; Pease et al., 2017], а также неопубликованные данные автора. От подобных схем, изданных ранее [Филатова, 1988; Котляр, Русакова, 2004], она отличается сравнительной детальностью и иным уровнем фактической базы: палеонтологические и палеоботанические возрастныe реперы здесь используются наряду с данными прецизионной ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb) геохронологии. В зависимости от представительности данных изотопной геохронологии, достоверность оценки возраста того или иного магматического события может быть различной. Для некоторых крупных структур аргон-аргоновые и уран-свинцовые датировки по-прежнему недоступны (например, для Пенжинского сегмента и Преддзугдзурского прогиба ОЧВП). Приведенные сведения о возрасте таких структур опираются на традиционные палеонтологические и палеоботанические данные. Тем не менее, для большинства периодов магматической активности, показанных на рис. 3-47, точность определения временных границ приближается к погрешности изотопных датировок, т.е. составляет около 1 млн лет.

Сведения о тектонических событиях, приведенные на рис. 3-49, основаны на данных об угловых несогласиях, упоминаемых в публикациях и материалах геологических съемок [Горячев, 2005; Малышева и др., 2012; Аксенов, Фирсова, 1987ф; Варламова и др., 2004ф; Воеводин, 1986ф; Воробьев, Васецкий, 1986ф; Гензе и др., 1990ф; Желтовский, 1980ф; Жуланова и др., 1999ф; Сенотрусов, 1981ф, 1988ф; Трунов, 1972ф; Целоусов и др., 1992ф, и другие], а также собранных автором в ходе полевых работ.

Временной интервал, отображенный на рис. 3-49, охватывает период формирования главных магматических провинций Северо-Западной Пацифики – Удско-Мургальского пояса, его возрастных аналогов на территории Центральной и Восточной Чукотки, постколлизийных магматических областей апта и альба, а также ОЧВП. В данную схему не включены сведения о магматизме позднеюрской Уяндино-Ясачненской вулканической дуги и Главного батолитового пояса, генетически связанных не с тихоокеанской окраиной, а с окраиной гипотетического Оймяконского океана [Nokleberg et al., 2001; Layer et al., 2001; Акинин и др., 2009]. Время

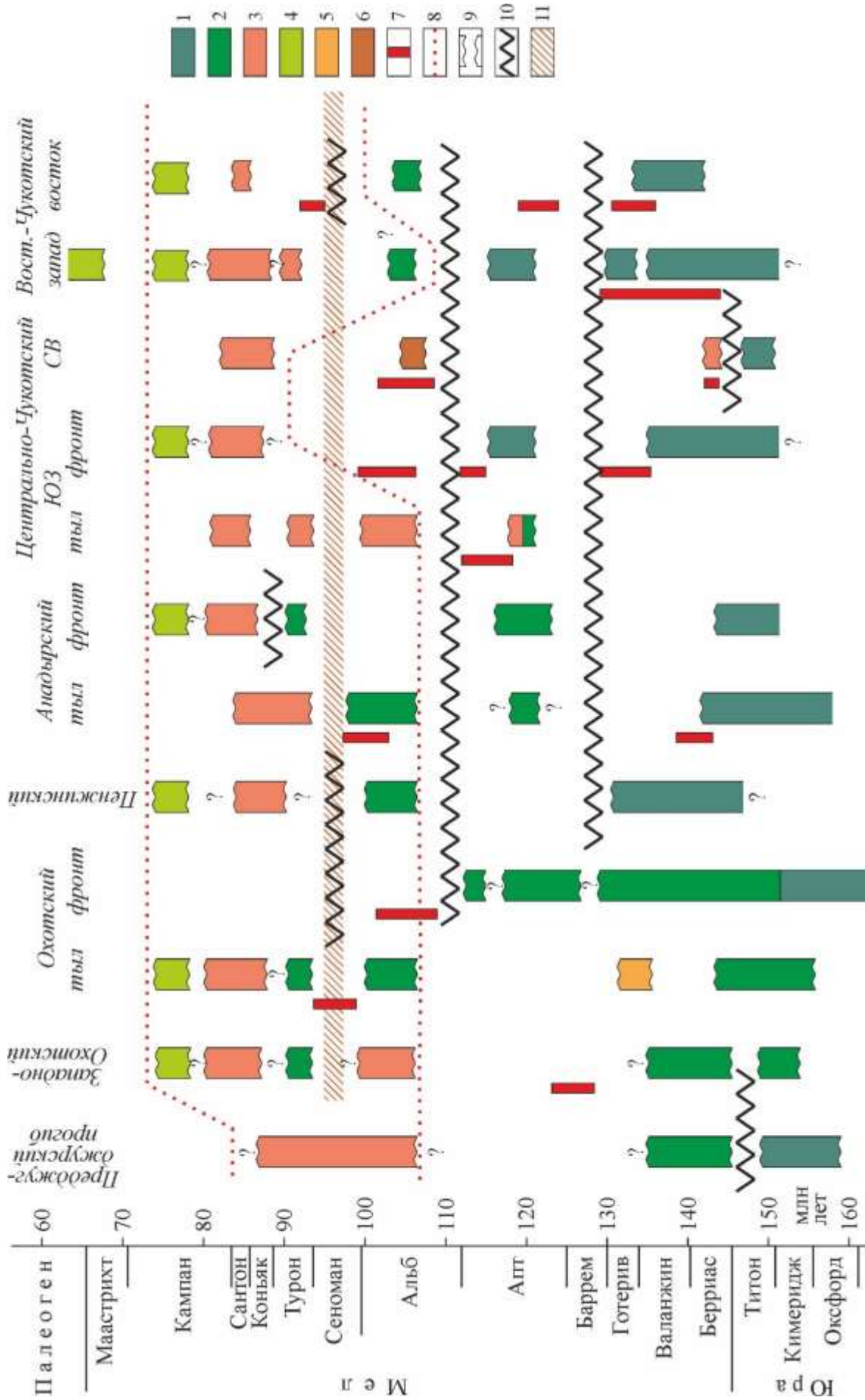


Рис. 3-49. Схема корреляции главных магматических и тектонических событий, случившихся в различных сегментах Тихоокеанской окраины Северо-Востока Азии в позднеюрско-меловое время. Составлена с учетом результатов U-Rb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, доступных по состоянию на октябрь 2017 г. (источники перечислены в тексте). 1-6 – периоды вулканической активности, с извержением магм: 1-2 – андезитов и андезитобазальтов (1 – морские и прибрежно-морские толщи, 2 – континентальные толщи); 3 – дацитов и риолитов; 4 – базальтов; 5 – трахириолитов; 6 – шонитов и кварцевых латитов; 7 – периоды формирования гранитоидных плутонов; 8 – временные границы ОЧВП; 9 – вулканические паузы; 10 – угловые несогласия; 11 – период относительного затишья вулканической активности ОЧВП.

формирования плутонических комплексов, показанное на схеме, включает лишь интервалы, установленные с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирования. Реальные интервалы становления позднемезозойских плутонов Северо-Востока Азии, по-видимому, более продолжительны, и сравнимы с таковыми для батолитовых поясов Восточной Пацифики [Ducea et al., 2015; de Silva et al., 2015].

Главные положения, касающиеся динамики магматизма рассматриваемых структур, сводятся к следующему.

1. В ходе эволюции практически всех рассматриваемых фрагментов вулканических поясов магматическая активность проходит четыре стадии: (1) извержения магм основного и среднего состава в субаквальной обстановке, (2) то же, в субаэральной обстановке, (3) наземные извержения кремнекислых магм; (4) формирование континентальных платобазальтов. Таким образом, *Удско-Мургальский и Охотско-Чукотский пояса представляют разные этапы развития одной и той же тектоно-магматической системы.*

2. Позднеюрско-раннемеловые магматические комплексы Пекульнейской тектонической зоны, Паляваам-Пегтымельского ареала и Восточной Чукотки занимают в истории Чукотского блока то же место, что и комплексы Удско-Мургальского пояса – в истории окраины Сибирского континента.

3. В пределах рассматриваемого региона присутствуют следы как минимум *трех тектонических событий (барремского, раннеальбского и сеноманского)*, сопровождавшихся перерывами в вулканической активности, значимыми деформациями пород и/или глубокой эрозией с выведением на поверхность крупных тел гранитоидов. Вероятна связь указанных событий с аккрецией блоков коры повышенной мощности (островных дуг, авулканических хребтов, внутриокеанических поднятий).

4. Предаптское несогласие, хорошо выраженное на протяжении почти всей рассматриваемой континентальной окраины, в вулканогенно-осадочных толщах полуостровов Тайгонос и Кони-Пьягина лишь предполагается (Воробьев, Васецкий, 1986ф) или не выражено вовсе (Некрасов, 1976). Это обстоятельство можно рассматривать как аргумент в пользу гипотезы о *формировании геологических комплексов данных полуостровов в условиях самостоятельного тектонического блока – островной дуги.* Если это предположение верно, то дуга должна была аккретироваться к окраине континента в течение раннего-среднего альба. Деформации апт-альбских толщ и гнейсовидные текстуры альбских гранитоидов Тайгоноса [Лучицкая и др., 2003], в рамках этой модели, связаны с процессом аккреции.

4. В некоторых структурных зонах продолжительность раннемелового перерыва в накоплении осадочных и вулканогенных толщ достигает 30 млн лет. Поэтому нельзя утверждать, что тектоническое событие, являющееся причиной несогласия позднего неокома, было

единственным. Например, именно поздним неокомом датированы последние значимые деформации в Южно-Ануйской сутурной зоне [Соколов и др., 2001, 2015; Sokolov et al., 2009; рис. 2-1, 3-50]. Однако маловероятно, чтобы коллизия Чукотского блока с Сибирским континентом равномерно сказалась на всем протяжении рассматриваемой части Тихоокеанского пояса, длина которой превышает 3 000 км.

5. Деформации, связанные с *раннеальбским тектоническим событием*, значимо выражены только во фронтальной части активной окраины – на полуостровах Тайгонос и Кони-Пьягина, а также в комплексах Мургалевского поднятия. Общая тенденция к затуханию несогласий с удалением от океана объясняется ростом мощности и жесткости континентальной коры. На участках, где явное угловое несогласие отсутствует, раннеальбскому времени соответствует период затишья вулканической активности. В различных структурах, показанных на рис. 3-49, данная вулканическая пауза практически синхронна. Этот факт согласуется с моделью, предполагающей, что в раннем альбе к окраине континента была аккрецирована островная дуга, включавшая центральные и северо-восточные сегменты Удско-Мургалевского пояса, от п-ова Кони-Пьягина до Мургалевского поднятия (рис. 2-1, 2-3, 3-50). Можно предложить и альтернативные варианты объяснения раннеальбских деформаций, помимо аккреции гипотетической островной дуги. Например, ориентировка пологих складок в аптских вулканитах Тытыльвеевского прогиба (рис. 3-38) и факт глубокой (несколько км) эрозии этих вулканитов при ненарушенном залегании альбских толщ ОЧВП свидетельствуют о раннеальбском сжатии в районе Ануйской и Южно-Ануйской зон, вкrest их простираения (рис. 2-1). Кроме того, общее пологое воздымание поверхности могло предшествовать первому мощному импульсу активности ОЧВП, как это нередко случается при формировании крупных магматических провинций [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997].

6. Сеноманскому веку соответствует период относительного затишья вулканической активности ОЧВП. Фронтальные зоны как минимум двух сегментов, Пежинского и Восточно-Чукотского, в это время испытали значимые деформации, поэтому возможно, что указанная вулканическая пауза связана с внешним тектоническим воздействием. В Анадырском сегменте (и, возможно, в прочих сегментах ОЧВП) вулканическая пауза сопровождалась общим воздыманием и эрозией вулканогенных толщ, что привело к выведению на поверхность крупных массивов альбских гранитоидов. В Пенжинском и Анадырском сегментах сеноманская пауза отделяет толщи "нижних андезитов" от существенно кремнекислых вулканитов ОЧВП.

7. В пределах рассматриваемого отрезка тихоокеанской окраины с юго-запада на северо-восток снижается возраст перехода от подводной вулканической активности к наземной (рис. 3-49). Один из вариантов интерпретации данного факта – различное время аккреции островодужных блоков к окраине континента. Эта гипотеза согласуется с тектонической моделью,

предполагающей трансформацию УМВП из окраинно-континентального пояса в островодужный вдоль простирания [Lawver et al., 2002]. Подобная продольная зональность свойственна современным Курильско-Камчатской и Алеутской дугам, а также некоторым дугам Индонезии.

8. Вопрос о возможной миграции импульсов магматизма тихоокеанской окраины соприкасается с вопросом о времени заложения северной части ОЧВП. Большая часть Охотско-Чукотского пояса, имеющая в современных координатах северо-восточное простирание, начала формироваться примерно в одно время – в середине альба (рис. 2-1, 3-49). А для северного отрезка ОЧВП, ориентированного в юго-восточном направлении (*Восточно-Чукотский и часть Центрально-Чукотского сегмента*), в настоящий момент не получено ни одной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировки древнее раннего турона (94 млн лет). Альбский возраст здесь показали вулканиты, связь которых с ОЧВП неочевидна, и главный источник сомнений – структурно-геологические данные. На западе Чаунской зоны распространены гранитоиды повышенной щелочности в ассоциации с вулканитами шошонит-латитовой серии (рис. 3-44; подробнее см. раздел 3.5.5), а в пределах Восточной Чукотки – интенсивно деформированная толща вулканитов среднего состава, отделенных от ОЧВП резким угловым несогласием [Pease et al., 2017; рис. 3-21]. U-Pb возраст цирконов из пород, отнесенных к нижнему стратону Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП (нырвакинской толще), составил всего 88.1 ± 1.2 млн лет (рис. 3-17). Однако перечисленные факты противоречат представлениям о возрасте нырвакинской флоры [Филиппова, 1997], которая рассматривается как местный аналог буор-кемюсской флоры. Альбский возраст последней считается надежно установленным [Spicer, Hergman, 2001; Герман, 2011]. Не имея достаточных оснований для пересмотра этих положений, автор настоящей работы воздерживается от вывода о скачкообразной продольной миграции активности ОЧВП, оставляя этот вопрос для дальнейшего изучения. На рис. 3-49 изложенные сомнения отражены в несколько нелогичной конфигурации нижней возрастной границы ОЧВП.

9. В отличие от продольной миграции, смещение магматической активности вкrest простирания континентальной окраины вполне очевидно, хотя проявлено не на всем протяжении рассматриваемых вулканических поясов. Позднеюрско-меловой временной отрезок включает как минимум два события, сопровождавшиеся скачкообразным перемещением центров вулканических извержений: (1) на отрезке, соответствующем Охотскому, Пенжинскому и Анадырскому сегментам ОЧВП, временной переход от УМВП к ОЧВП сопровождался смещением вулканизма на 100-200 км в сторону континента; (2) в Анадырском сегменте ОЧВП после локального компрессионного события коньякского века (рис. 3-49) активность смещается в сторону океана примерно на 100 км, и вулканиты ложатся на полого деформированные толщи преддугового прогиба.

10. Доступные в настоящий момент данные не противоречат положению о примерно одновременном формировании толщ "верхних базальтов" на всем протяжении ОЧВП [Филатова, 1988]. Продолжительность перерыва, предшествующего излияниям "верхних базальтов", весьма незначительна и сопоставима с погрешностью изотопных определений возраста (1-2 млн лет).

Представления о последовательности формирования всех значимых позднеюрско-меловых магматических провинций Северо-Востока Азии, скорректированные с учетом геохронологических данных последних 15 лет, отражены на рис. 3-50. На этом рисунке также приведены интервалы значений ϵNd в магматических образованиях различных структур (подробнее см. раздел 5.2.4). При составлении реконструкции использовались палеотектонические схемы из работ [Nokleberg et al., 2001; Lawver et al., 2002; Miller et al., 2008; Kuzmichev, 2009]. Чукотско-Аляскинский блок показан на рис. 3-50 как единая структура, хотя в ряде недавних публикаций высказывалось предположение о независимой тектонической истории Чукотки и Аляски [Miller et al., 2006; Shepherd et al., 2013; Amato et al., 2015; Till, 2016]. Для проблем, рассматриваемых в данной главе, вопрос о целостности Чукотско-Аляскинского блока не имеет решающего значения.

Позднеюрско-меловому интервалу соответствует главная эпоха магматической активности рассматриваемого региона. В это время сформировано более 90% объема всех выявленных здесь магматических образований. Основные этапы развития позднемезозойских тектоно-магматических систем Северо-Восточной Азии сводятся к следующему:

1) 150-130 млн лет: активны субдукционные системы у границ трех сближающихся континентальных блоков (Сибирского, Чукотско-Аляскинского и Колымо-Омолонского). Идет процесс закрытия двух бассейнов с корой океанического типа: Оймяконского и Анюй-Ангаючам. Конвергентные границы плит трассируются серией вулканоплутонических поясов. На окраине Оймяконского океана формируются Уяндино-Ясачненский и Северный магматические пояса, а также островная дуга (или система дуг?) Алазейской складчатой зоны. С субдукцией литосферы океана Анюй-Ангаючам под Чукотский блок связан магматический пояс андийского типа, фрагментом которого является Паляваам-Пегтымельский ареал (см. раздел 3.5.3). В пределах того же океанического бассейна формируются энсиматическая Кульпольнейская дуга, а также дуга (или серия дуг) современной Олойской зоны. На всем протяжении фрагмента окраины Палео-Пацифики, изображенного на рис. 3-50, в это время продолжает работать субдукционная тектоно-магматическая система, заложенная гораздо раньше, как минимум в палеозое. Южные (в современных координатах) сегменты этой системы развиваются как провинция андийского типа, а далее на север вулканический пояс постепенно

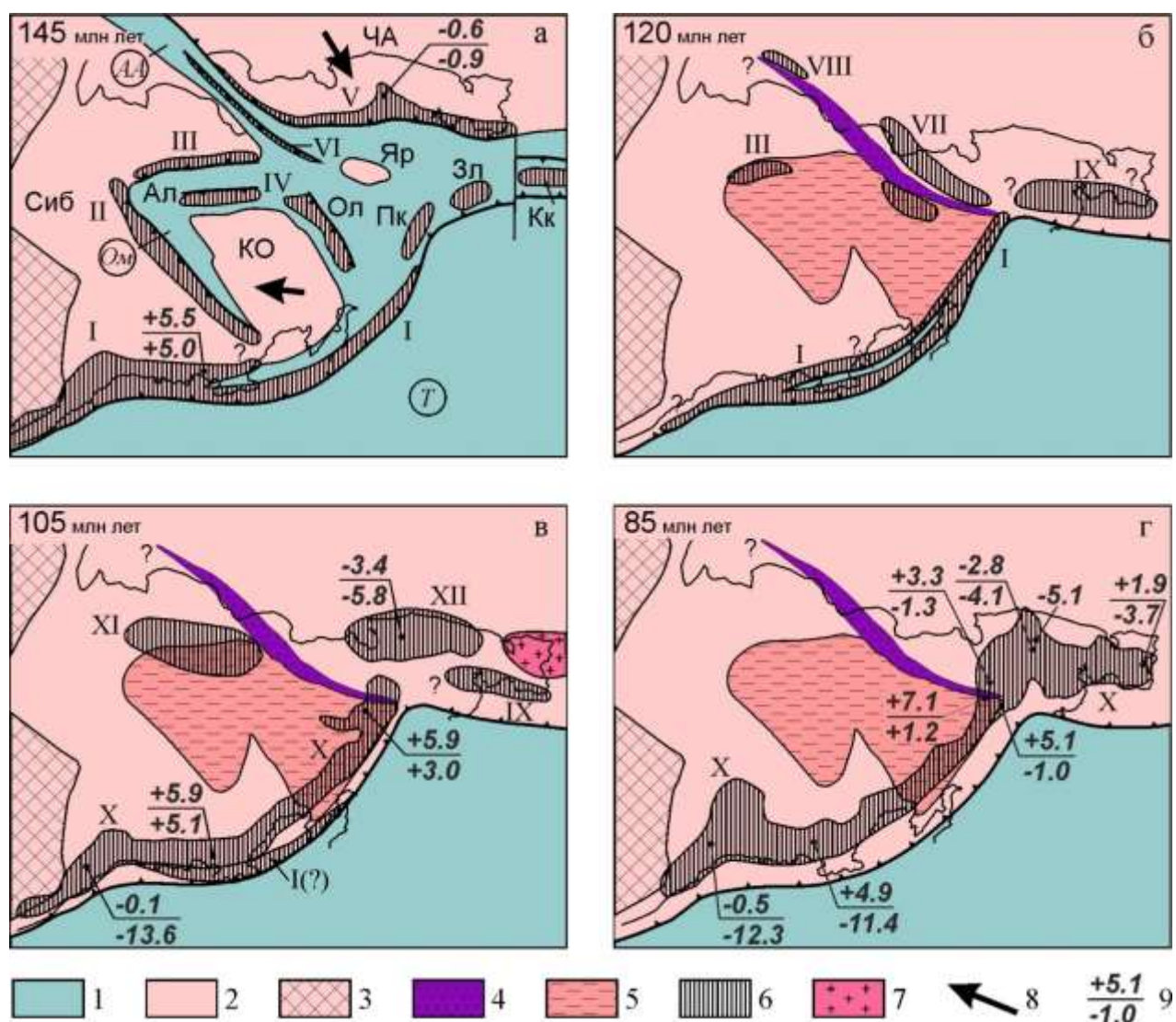


Рис. 3-50. Расположение позднеюрско-меловых магматических провинций Северо-Востока Азии на серии палеотектонических реконструкций. Составлено с использованием данных [Богданов, Тильман, 1992; Nokleberg et al., 2001; Соколов и др., 2001; Lawver et al., 2002; Miller et al., 2008; Kuzmichev, 2009] с учетом сведений о возрасте пород, представленных в таблицах 3-1 и 3-2, а также опубликованных материалов [Layer et al., 2001; Togo et al., 2003; Акинин и др., 2009; Акинин, Миллер, 2011; Мишин и др., 2008; Pease et al., 2017]. Реконструкции для возраста: а – 145 млн лет, б – 120 млн лет, в – 105 млн лет, и г – 85 млн лет.

1 – бассейны с корой океанического типа; 2 – континентальные блоки; 3 – Сибирская платформа; 4 – Южно-Аляскайская сутурная зона; 5 – Колымо-Омолонский блок; 6 – области проявления магматизма (I – УМВП, II – Уяндино-Ясачненская дуга, III – Северный пояс, IV – дуги Алазейско-Олойской зоны; V – магматический пояс окраины Чукотского блока, включающий Паляваам-Пегтымельский ареал; VI – Кульпольнейская дуга; VII – Тытыльвеевский пояс; VIII – аптские вулканы Новосибирских островов; IX – предполагаемая апт-альбская магматическая область Восточной Чукотки; X – ОЧВП; XI – альбская магматическая провинция Северной Якутии; XII – Чаунская магматическая провинция); 7 – области быстрого поднятия метаморфических куполов; 8 – направление относительного движения континентальных блоков; 9 – диапазон значений ϵ_{Nd} в вулканических породах (числитель – максимум, знаменатель – минимум).

Буквенные символы: прямой шрифт – блоки с континентальной или переходной корой (ЧА – Чукотско-Аляскинский, Сиб – Сибирский, КО – Колымо-Омолонский, Яр – Яракваамский; островодужные террейны: Ол – Олойский, Ал – Алазейский, Пк – Пекульнейский, Зл – Золотогорский, Кк – Коюкук); курсив в кружках – бассейны с корой океанического типа (Ом – Оймяконский, АА – Аной-Ангаючам, Т – Тихоокеанский).

отдаляется от края континента, трансформируясь из окраинно-континентальной провинции в островодужную. Предположительно, на северном продолжении той же конвергентной границы плит формируются островные дуги Пекульнейской и Золотогорской зон. Возможно, эти дуги отделялись от северных сегментов УМВП трансформными разломами, как и расположенная восточнее дуга Коюкук;

2) 125-112 млн лет: после аккреции Чукотско-Аляскинского и Колымо-Омолонского блоков к окраине Сибирского континента субдукционный магматизм на их границах прекратился. Однако в широкой зоне, ориентированной вдоль простирания Южно-Анъюйской сутуры, а также в пределах Северного магматического пояса в апте к поверхности поступают магмы постколлизиионной природы, наследующие многие геохимические особенности субдукционных расплавов (см. раздел 3.5.4). Из возможных тектонических причин постколлизиионного магматизма Верхояно-Чукотской области (гравитационный коллапс орогена, деламинация субдукционного слэба или нижней коры, рифтогенез под воздействием внешних тектонических сил, влияние мантийного плюма), по сумме показателей, более правдоподобными представляются две первые, однако в деталях этот вопрос пока не обсуждался. В пределах УМВП вулканизм продолжился после некоторого перерыва, в северной части вулканического пояса (в районе современного Мургалевского поднятия) сопряженного с деформациями и сменой условий накопления толщ. Преимущественно подводные извержения здесь сменились субаэральными. Возможно, данные события связаны с аккрецией фрагмента островной дуги к окраине континента, с последующим переходом к режиму окраины андийского типа. Специфика тектонической истории полуостровов Тайгонос и Кони-Пьягина (см. выше) позволяет допустить, что в апте сохранялся реликт бассейна, отделявшего островную дугу от края континента. В южной части УМВП присутствие сколь-либо значимых аптских вулканогенных толщ достоверно не установлено. Если не привлекать сравнительно маловероятные сценарии, как прекращение субдукционного магматизма вследствие резкого уменьшения наклона зоны Беньофа [Gutscher et al., 2000], можно допустить, что вулканические центры в это время сместились в сторону океана, в акваторию современного Охотского моря (рис. 3-50б). На территории современной Восточной Чукотки в аптское время, вероятно, была активна субдукционная система, магматические продукты которой изучены лишь в небольших выходах [Pease et al., 2017];

3) 108-103 млн лет: главное событие середины альба – начало формирования ОЧВП. Причины резкого перемещения субдукционного вулканического пояса вглубь континента окончательно не установлены. По аналогии с событиями в прочих субдукционных провинциях, это перемещение могло быть связано, например, с уменьшением угла наклона сейсмофокальной зоны [Tatsumi, Eggins, 1995]. Наклон зоны Беньофа, в свою очередь, зависит

от ряда параметров (термальное состояние субдуцирующей литосферы, мощность океанической коры, скорость конвергенции плит), и в данный момент сложно сказать, изменение каких факторов сыграло решающую роль. Формирование ОЧВП началось извержениями магм преимущественно среднего и основного состава ("нижние андезиты"), однако местами основание альбского разреза вулканического пояса сложено кремнекислыми толщами. Предположительно в начале альба к континенту окончательно аккрегирован фрагмент островной дуги, включающей комплексы полуостровов Тайгонос и Кони-Пьягина. Примечательно, что с началом формирования ОЧВП в Удско-Мургальском поясе сохранялась некоторая магматическая активность (по меньшей мере, становление гранитоидных плутонов за 100-150 км перед фронтом ОЧВП). На территории современной Чукотки альбский субдукционный магматизм проявлен в умеренных масштабах, и пространственно наследует предполагаемую аптскую магматическую область. Однако в глубине континентального блока в это время формируется обширная Чаунская провинция, магматизм которой связан, предположительно, с обстановкой присдвигового растяжения. Популярна гипотеза, объясняющая соответствующие деформации раскрытием глубоководных бассейнов на территории Северного Ледовитого океана [Miller et al., 2008]. Шошонитовые магмы, подобные чаунским, извергаются и в Северной Якутии. В пределах Восточной и, возможно, Северной Чукотки в это же время происходит быстрый подъем гранитогнейсовых куполов;

4) 95-75 млн лет: магматизм локализуется в границах ОЧВП. Размеры магматической провинции и интенсивность вулканизма достигают своего максимума. В составе изверженных пород преобладают кремнекислые разности, и лишь на заключительной стадии эволюции данной геоструктуры на всем ее протяжении сформировались базальтовые плато ("верхние базальты").

То обстоятельство, что пик вулканической активности ОЧВП приходится на турон-сантонское время, является важным дополнением к общим представлениям о динамике магматизма Восточной Азии. На протяжении не менее чем полувека считалось, что Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса – разновозрастные провинции [Геология СССР, 1970; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Тем не менее, данные публикаций последних лет [Акинин, Миллер, 2011; Сахно, Акинин, 2008; Tikhomirov et al., 2012; Jahn et al., 2015; см. также раздел 6.1.10 настоящей работы] указывают на то, что, во-первых, максимум вулканической продуктивности обеих указанных провинций приходится на одно и то же время, а во-вторых, общий временной интервал магматической активности в пределах соответствующих активных окраин весьма сходен. Разница заключается лишь в объемных пропорциях разновозрастных толщ. Альбских вулканитов в составе Восточно-Сихотэ-Алинского пояса пока выявлено мало (хотя установлен факт широкого распространения

альбских гранитоидов в тыловой части пояса – [Jahn et al., 2015]), а в Охотско-Чукотском поясе мало кайнозойских вулканитов. Ареалы последних смещены на 100-200 км к океану, где образуют Корякско-Камчатский пояс (рис. 2-41). В масштабе же активной окраины в целом вариации магматической активности получаются похожими, причем не только в пределах российской части Восточной Азии, но и далее на юг, как минимум до о. Хайнань (см. раздел 6.1.9). Анализ динамики мезозойского магматизма всей Восточной Азии, к сожалению, выходит за пределы настоящего исследования. Насколько можно судить по публикациям (см. раздел 6.1), в настоящее время идет процесс активного накопления данных прецизионной геохронологии для указанного региона. Вероятно, межрегиональное обобщение этих результатов станет возможным в ближайшем будущем.

* * *

Фактический материал и выводы, представленные в данной главе, позволяют сформулировать два первых защищаемых положения настоящей диссертационной работы:

- 1. В истории формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) выделяются два главных импульса активности: альбский (106-100 млн лет) и турон-сенонский (94-82 млн лет), разделенные периодом относительного затишья и эрозии вулканогенных толщ, с которым по времени совпадает слабо выраженное компрессионное событие. Указанные импульсы различаются средним составом пород и расположением вулканических ареалов.**
- 2. В пределах Чукотской складчатой системы и в северной части Западно-Корякской складчатой системы присутствуют реликты как минимум четырех раннемеловых магматических провинций, несогласно перекрытые вулканитами ОЧВП. Эти образования сформированы в различных тектонических условиях: (1) 145-130 млн лет – обстановка активной окраины Чукотского микроконтинента (Паляваам-Пегтымельский ареал), (2) 121-112 млн лет – постколлизийная обстановка в Анюйской зоне (Тытыльвеевский пояс); (3) 145(?) - 103 млн лет – субдукционная обстановка в Чукотском сегменте Удско-Мургальского пояса, (4) 108-105 млн лет – рифтогенез или присдвиговое растяжение на севере Чукотки (Чаунская магматическая провинция).**

Глава 4

РАСЧЕТ ОБЪЕМА ВУЛКАНИТОВ И ПРОДУКТИВНОСТИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Информация о геологии и геохронологии различных магматических провинций Земли, накопленная к настоящему времени, позволяет приблизительно оценить объем отдельных магматических формаций и его производную по времени, обычно именуемую продуктивностью магматической системы (*magma output rate*). Сопоставление характеристик древних и современных магматических провинций позволяет делать выводы об общих тенденциях в эволюции планеты. Тесные связи между эндогенными и экзогенными процессами предполагают, в частности, активное влияние вулканической деятельности на атмосферу и климат Земли. Динамика последних, в контексте имеющих место глобальных изменений, является предметом не только отвлеченных рассуждений, но имеет отношение и к предметам сугубо практическим. Поэтому определение количественных параметров крупных магматических провинций – таких, как Охотско-Чукотский пояс – является перспективным направлением развития геологической науки.

Расчет продуктивности вулканизма требует привлечения данных о продолжительности периода извержений и об объеме твердых продуктов извержений за указанный период. Сведения о возрасте различных комплексов Охотско-Чукотского пояса, дающие представление о длительности его формирования, представлены в предыдущей главе, а настоящая глава посвящена оценке объема вулканитов ОЧВП и расчету продуктивности соответствующей магматической системы. Обсуждение полученных результатов в контексте сравнения с соответствующими оценками для прочих крупных вулканических областей Земли представлено в главе 6.

4.1. Оценка объема вулканогенных образований: методика и результаты

При кажущейся простоте расчета объема вулканитов в провинциях с ненарушенным или слабо нарушенным залеганием пород, к которым можно причислить и ОЧВП (площадь выхода \times средняя мощность), в большинстве случаев возможна только полуколичественная оценка. Главным фактором неопределенности является общая мощность вулканогенных образований. Оценки средней мощности ОЧВП, приведенные в публикациях [Белый, 1978; Филатова, 1988; Сидоров и др., 2009; таблица 1-1], колеблются от 2 км до 3.5 км, что, разумеется, существенно

влияет на расчетный объем вулканического пояса. Поскольку ни одна из указанных работ не приводит описания методики определения общей мощности ОЧВП, уместно перечислить все доступные в настоящее время источники информации на этот счет:

- (1) перепады *гипсометрии современного рельефа* дают оценку нижнего предела мощности вулканитов. Обычно они составляют 500-900 м, местами увеличиваясь до 1.2 км. Отсутствие выходов фундамента на обширных территориях внутри ОЧВП позволяет предположить, что истинная мощность вулканитов значительно превосходит эти минимальные оценки;
- (2) *данные бурения*, к сожалению, слишком скудны, и к тому же труднодоступны из-за коммерческой тайны. Эпитермальные золото-серебряные месторождения, наиболее распространенные в пределах ОЧВП, редко имеют вертикальный размах, превышающий первые сотни метров. Пробуренные на таких объектах скважины обычно не выходят за пределы вулканогенных толщ, и сведения, которые можно получить из результатов бурения, помогают определить нижний предел мощности вулканитов на небольших участках, соответствующих рудным полям. Например, на золоторудном месторождении Купол, расположенном всего в 20 км от края вулканического пояса (Анадырский сегмент), скважины проникают на глубину до 700 м от поверхности, но ни одна из них не вскрыла подошву вулканитов [А.И. Кордеенок, устное сообщение];
- (3) *данные сейсмического профилирования Охотско-Чукотского пояса* начали появляться в печати с начала 2000-х гг. [Симонов и др., 2003; Сурков и др., 2007; Горячев, Бялобжеский, 2011]. Эти результаты получены в ходе комплексных геофизических исследований вдоль региональных профилей 2-ДВ и 2-ДВ-а. К сожалению, полученные сведения оказались малополезными для определения общей мощности вулканитов ОЧВП. Пересечение Охотского сегмента вдоль Магаданской трассы показало незначительную, до 1.5-2 км, мощность вулканитов, что согласуется с представлениями об относительно глубокой глубине эрозионного среза этого отрезка вулканического пояса (см. раздел 2.4). Для значительной части Центрально-Чукотского сегмента (профиль 2-ДВ-а) получены результаты, недостаточно ясные для уверенной интерпретации – возможно, вследствие того, что профиль прошел вдоль мощной зоны разрывных нарушений [Н.А. Горячев, устное сообщение];
- (4) использование *гравиметрических* данных [напр., Устинов и др., 1994ф] не дает надежных оценок мощности вулканогенных образований, поскольку одна и та же конфигурация поля силы тяжести может быть обусловлена различными причинами. Например, отрицательные аномалии возникают как над участками повышенной мощности вулканитов, так и над нескрытыми гранитоидными плутонами;

- (5) попытки определить мощность вулканического пояса, складывая *мощности отдельных стратонов*, в случае с континентальными вулканитами совершенно несостоятельны из-за резкой латеральной изменчивости разреза (см. главу 3, рис. 3-1, 3-17);
- (6) анализ *структурных признаков компенсационного погружения* в некоторых случаях позволяет оценить амплитуду погружения дна кальдер и вулканотектонических депрессий (см. раздел 2.7). Наиболее информативны моноклинали, иногда образующиеся на краях просядок. Например, моноклинали на западном краю Анадырского сегмента ОЧВП и Угаткынская моноклинали Центрально-Чукотского сегмента (рис. 2-29) имеют ширину до 20 км при углах наклона от 5 до 15°, что обеспечивает приращение мощности вулканитов, составляющее около 3.5 км. Внутри некоторых кальдер, согласно опубликованным данным, мощность вулканитов скачкообразно возрастает на 4-5 км [John, 1995; De Silva, Gosnold, 2007]. Типичные значения амплитуды погружения кальдерного дна превышают 1 км [Cole et al., 2005], а в кальдерных кластерах возможно многократное увеличение общей мощности вулканитов за счет взаимного наложения просядок. В совокупности эти данные позволяют поднять минимальную оценку мощности ОЧВП. Но и этот метод имеет ряд недостатков: во-первых, многие компенсационные структуры лишены краевых моноклиналей, во-вторых, относительно древние просядки могут оказаться полностью скрыты более молодыми полого лежащими внекальдерными образованиями, и в-третьих, трудно оценить горизонтальную протяженность вулканогенных толщ, не вскрытых на поверхности;
- (7) оценки *глубины кристаллизации гранитоидных плутонов*, интродуцирующих вулканиты, методами минеральной термобарометрии признаются как сравнительно неточные [Anderson, 1996], и пока еще слишком немногочисленны. Для образцов, представляющих слабо вскрытый Танюерский массив, интродуцирующий вулканиты Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП, получены значения давлений, соответствующих глубинам 4-5 км [Тихомиров, Лучицкая, 2006];
- (8) *парагенезисы вторичных минералов*, меняясь в зависимости от температуры и давления, иногда предоставляют возможность судить о глубине захоронения пород. Индикатором давлений от 2 до 6 кбар (глубины 5-20 км) является ассоциация пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма [Miyashiro, 1961; Спиридонов, Гриценко, 2009]. В литературе пока отсутствуют упоминания о присутствии в вулканитах ОЧВП обильных новообразований, принадлежащих этой ассоциации (пренит, пумпеллиит наряду с эпидотом, альбитом, хлоритами, карбонатами, гидрогранатами и пр.). Они выявлены лишь в вулканитах аптской тытыльвеемской свиты (см. раздел 3.5.4), сформированной

прежде заложения ОЧВП и сравнительно глубоко эродированной. В вулканитах Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов установлены парагенезы ломонтитовой субфации цеолитовой фации низкоградного метаморфизма, считающейся переходной к пренит-пумпеллиитовой [Miyashiro, 1961]. Эти обстоятельства указывают на то, что эрозией к настоящему времени в среднем удалено не более 5 км, но не менее 1-2 км разреза ОЧВП. Впрочем, нельзя исключить, что на значительной части площади ОЧВП минералы пренит-пумпеллиитовой фации не выявлены из-за сложности их оптической диагностики.

Таким образом, надежные сведения о вариациях общей мощности Охотско-Чукотского пояса в настоящий момент отсутствуют, за исключением Охотского сегмента, где сейсмическими данными установлена максимальная мощность вулканитов в 1.5-2 км [Симонов и др., 2003]. С учетом фрагментированности вулканических полей данного участка вулканического пояса (раздел 2.4, рис. 2-2), ожидаемая средняя мощность стратифицированных вулканитов составляет здесь около 1 км. В остальных сегментах и средняя, и максимальная мощности должны быть существенно выше.

На рис. 4-1 показаны предполагаемые вариации мощности Центрально-Чукотского и северной части Анадырского сегментов ОЧВП, оцененные с учетом расположения и геометрических параметров наиболее крупных моноклиналей, предположительно, сформированных на краях вулканотектонических депрессий. Параметры моноклиналей определены автором данной работы в ходе полевых исследований, хотя некоторые из этих структурных элементов упоминаются в публикациях [Белый, 1977] и отмечены на геологических картах. Данные о распространении кальдер учитывались при построении этой схемы лишь частично. Для восточной части рассматриваемой территории, представляющей собой кальдерный кластер (рис. 2-37), средняя мощность вулканитов увеличена на 1-2 км. На прочих участках присутствие кальдер лишь изредка подтверждается наклонным залеганием вулканогенных покровов, и при оценке общей мощности вулканитов эти данные не учитывались. Согласно представленной модели, мощность вулканитов в значительной части Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов ОЧВП достигает 4 км, а ее среднее значение составляет около 2.5 км. Эти значения вписываются в интервал опубликованных оценок средней мощности ОЧВП (2-3.5 км) и согласуются с данными о глубине кристаллизации Танюерского плутона [Тихомиров, Лучицкая, 2006], расположенного в непосредственной близости от рассматриваемого района.

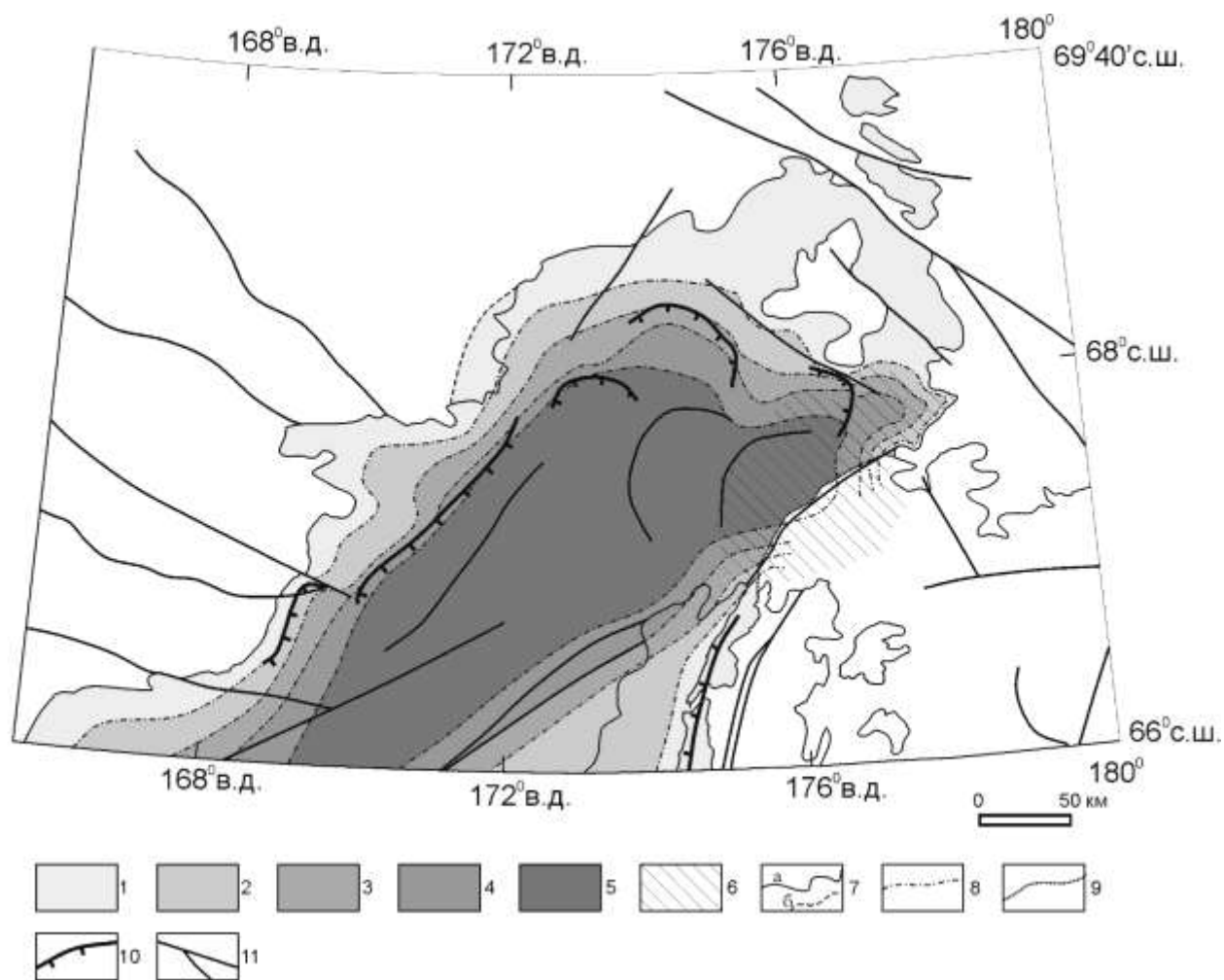


Рис. 4-1. Вариации общей мощности вулканогенных образований Центрально-Чукотского и северной части Анадырского сегментов ОЧВП, с учетом результатов структурных наблюдений и материалов геологических съемок [Дегтярев, 1977ф; Тимофеев, 1978ф; Вяткин, Чубаров, 1987ф; Тихомиров и др., 1991ф; Устинов и др., 1994ф; Целоусов и др., 1992ф; Желтовский, 1980ф; Журавлев и др., 2000ф; Варламова и др., 2004ф]. 1-5 – значения средней мощности (1 – 0.5 км, 2 – 1.5 км, 3 – 2.5 км, 4 – 3.5 км, 5 – 4 км); 6 – кальдерные кластеры; 7 – современные границы вулканических полей ОЧВП (а – вскрытые на поверхности, б – захороненные под рыхлыми позднекайнозойскими осадками); 8 – изолинии средней общей мощности вулканитов ОЧВП; 9 – граница фрагмента ОЧВП, для которого выполнялись оценки объема; 10 – сравнительно крупные флексуры, выраженные выдержанными участками моноклинального залегания вулканогенных покровов (углы падения – от 5° до 20°); 11 – разрывные нарушения.

Поскольку Центрально-Чукотский сегмент характеризуется максимальной для ОЧВП шириной (250-280 км) и максимальной площадью полей вулканитов, лишенных выходов фундамента вулканического пояса (рис. 2-2), полученную оценку средней мощности (2.5 км) целесообразно принять за максимальную для остальных сегментов. Минимальные значения средней мощности (1 км), как отмечено выше, зафиксированы для Охотского сегмента. Исходя из сведений о степени фрагментированности вулканических полей (таблица 2-1, рис. 2-2), для остальных сегментов вулканического пояса условно приняты следующие значения средней мощности: Западно-Охотский сегмент – 2.3 км, прочие (Пенжинский, Анадырский и Восточно-Чукотский) – по 2 км. Указанные значения мощности и данные о площади выхода вулканитов в

различных сегментах ОЧВП (раздел 2.4, таблица 2-1) позволяют приблизительно рассчитать объем вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса (таблица 4-1).

Таблица 4-1. Результаты оценки объема вулканитов Охотско-Чукотского пояса.

Сегменты ОЧВП	площадь, км ²	предполагаемая средняя мощность, км	объем, км ³	доля общего объема, %
Восточно-Чукотский	77039	2.0	154078	19.6
Центрально-Чукотский	78803	2.5	197008	25.0
Анадырский	46537	2.0	93074	11.8
Пенжинский	29684	2.0	59368	7.5
Охотский	55801	1.0	55801	7.1
Западно-Охотский	99321	2.3	228438	29.0
ОЧВП в целом	387185		787767	

Выполненные расчеты показывают, что общий объем вулканогенных образований ОЧВП, сохранившихся до настоящего времени, составляет около **790 тыс. км³**. В публикациях 1970-х – 1980-х гг. преобладают более высокие оценки, от 920 тыс. до 1.05 млн км³ [Белый, 1977; Котляр и др., 1981]. Эти расхождения объясняются тем, что в прежние расчеты включались данные по комплексам Удско-Мургальского пояса, мощность которых оценивалась в 6-7 км. Приблизительность оценки мощности не позволяет считать значение в 790 тыс. км³ минимально возможным, однако весьма вероятно, что в действительности современный объем вулканитов Охотско-Чукотского пояса превышает указанное значение. Данное предположение основано на том, что (1) под многими из синвулканических гранитоидных плутонов могут располагаться вулканогенные толщи, не учтенные при расчетах; (2) в расчет площади, занятой вулканитами, включена лишь небольшая часть акваторий Охотского и Берингова морей, где предполагается присутствие комплексов ОЧВП; (3) принятая средняя мощность вулканитов ОЧВП в расчете на всю площадь вулканического пояса составляет всего 2.03 км, что близко к минимальной из опубликованных ранее оценок.

Приблизительное значение погрешности выполненных расчетов можно получить, оценив возможные рамки для значений средней мощности вулканитов. Данный параметр определен с наименьшей достоверностью, и его возможные колебания сказываются на результатах в гораздо большей мере, чем разброс оценок площади выхода вулканитов.

Значение мощности в 1 км может быть принято за минимальное в более или менее правдоподобном ряду оценок, с учетом колебаний современных отметок рельефа и отсутствия выходов фундамента ОЧВП на значительной площади (рис. 2-2). Обоснованное ограничение максимальной оценки пока не получено. В качестве верхнего предела средней мощности вулканитов ОЧВП можно принять значение в 3.5 км, фигурирующее в некоторых публикациях [Сидоров и др., 2009]. При таких условиях значение объема вулканогенных пород ОЧВП, сохранившихся к настоящему времени, с большой вероятностью находится в интервале между 400 тыс. км³ и 1.4 млн км³. Разумеется, при такой погрешности оценки объема можно считать лишь полуколичественными. Тем не менее, при сегодняшнем уровне изученности Охотско-Чукотского пояса более достоверные данные недоступны.

Общий объем твердого материала, выведенного вулканами ОЧВП на поверхность, может существенно превышать приведенные значения, поскольку в расчет не были приняты объем эродированных комплексов и объем мелкого пирокластического материала, разнесенного за пределы вулканической провинции в процессе извержений. Глубина эрозии вулканогенных толщ ОЧВП, судя по доступным оценкам глубины кристаллизации гранитоидов, интрузирующих вулканиты, достигает 4 км [Тихомиров, Лучицкая, 2006]. Для большей части площади вулканической провинции предполагается сравнительно неглубокий срез, порядка сотен метров. Вместе с тем, изначальная площадь распространения вулканитов явно превышала современную и с трудом поддается оценке. На удаление экзогенными процессами значительного объема вулканогенных пород указывает наличие мощных, свыше 3 км, толщ вулканомиктовых осадков преддужья ОЧВП [Варламова и др., 2004ф]. Масса мелкого пирокластического материала, разнесенного атмосферными потоками за пределы вулканической провинции, тоже должна быть весьма значительной, поскольку кремнекислый пепловый материал в изобилии присутствует в позднемеловых осадках Аляски, Арктической Канады и, вероятно, всего Северо-Канадского бассейна [Houseknecht, Bird, 2011]. К сожалению, объем эродированных комплексов и атмосферного разноса поддаются оценке с еще меньшей достоверностью, чем мощность толщ ОЧВП.

Попытка рассчитать объемы главных компонентов разреза ОЧВП ("нижних андезитов", кремнекислых толщ и "верхних базальтов") требует внесения поправок на вероятное распространение вулканогенных толщ, скрытых под более молодыми образованиями. "Верхние базальты" обычно слагают верхнюю часть наблюдаемого разреза, и их объем можно рассчитать напрямую, умножив площадь распространения на среднюю мощность. В качестве показателя средней мощности "верхних базальтов" принято значение 0.5 км, на основании данных о вариациях высотных отметок поверхности на участках распространения этих пород.

Объем прочих компонентов разреза Охотско-Чукотского пояса, за дефицитом прямых сведений об их мощности, определялся косвенно, исходя из полученных оценок общего объема вулканитов (Таблица 4-1) и пропорции значений площади распространения тех или иных вулканических комплексов. Для расчета общей площади распространения кремнекислых вулканитов к площади их выхода было добавлено значение площади, занятой "верхними базальтами" (поскольку последние в большинстве случаев подстилаются именно кремнекислыми вулканитами). Площадь, занятая субвулканическими телами среднего и основного состава, была поделена между "нижними андезитами" и андезитами средней части разреза ОЧВП в пропорции 2:1, в соответствии с их различным распространением. Площадь скрытой части "нижних андезитов" определяется с наименьшей достоверностью, вследствие положения этих комплексов в основании разреза ОЧВП. Соответствующая поправка вносилась, исходя из визуальной оценки распространения толщ "нижних андезитов", а также

Таблица 4-2. Результаты оценки объема главных компонентов разреза Охотско-Чукотского пояса

Сегменты ОЧВП	"нижние андезиты"	кремнекислые породы	андезиты средней части разреза	толщи разнообразного состава	"верхние базальты"
<i>предполагаемая общая площадь распространения (обнаженные+скрытые), км²</i>					
Восточно-Чукотский	8725	58256	5768	7055	3094
Центрально-Чукотский	0	65378	7370	6055	5527
Анадырский	24171	18762	8476	654	4964
Пенжинский	8197	13601	7623	1611	4655
Охотский	28710	30174	1309	336	1721
Западно-Охотский	18435	60746	6848	17347	1866
ОЧВП в целом	88238	246917	37395	33058	21827
<i>объем, км³</i>					
Восточно-Чукотский	16913	112922	11180	13675	1547
Центрально-Чукотский	0	126531	14264	11719	2764
Анадырский	46797	36325	16409	1266	2482
Пенжинский	15872	26338	14762	3120	2328
Охотский	55700	58540	2540	652	861
Западно-Охотский	35762	117840	13285	33651	933
ОЧВП в целом	169001	472916	71621	63315	10914
доля общего объема, %	21.5	60.0	9.1	8.0	1.4

протяженности и конфигурации их границ с более молодыми вулканитами. Величина поправки несколько варьирует в разных сегментах вулканического пояса. Для Восточно-Чукотского сегмента площадь распространения скрытых "нижних андезитов" принята на уровне 50% от реальной площади их выхода, для Анадырского и Западно-Охотского – на уровне 30%, для Пенжинского и Охотского – на уровне 20%. В Центрально-Чукотском сегменте присутствие "нижних андезитов" пока достоверно не доказано. Результаты расчета представлены в таблице 4-2. Согласно результатам расчетов, объем "верхних базальтов" ОЧВП составляет около 11 тыс. км³, всего 1.4% от предполагаемого объема эффузивных образований. Общий объем кремнекислых пород (включая породы из контрастных толщ) приближается к 500 тыс. км³ (64% общего объема ОЧВП). Доля "нижних андезитов" составляет около 22%, а андезитов средней части разреза ОЧВП – около 13%. В целом, пропорции объема разных по составу пород примерно те же, что и у значений площади выхода. Заметно снизилась только доля "верхних базальтов" (с 5.6% до 1.4%), из-за их относительно малой мощности и положения в верхней части разреза. В сравнении с оценками 1970-х – 1980-х гг. [Белый, 1977; Котляр и др., 1981 – таблица 1.2], доля кремнекислых пород в вулканогенных комплексах ОЧВП увеличилась почти втрое. В первую очередь это связано с исключением из общего баланса существенно андезитовых толщ Удско-Мургальского пояса.

Объем плутонических пород ОЧВП на данном этапе исследования не удастся рассчитать даже приблизительно. Для прочих окраинно-континентальных магматических поясов, глубже вскрытых процессами эрозии и лучше изученных геофизическими методами, оценки соотношения объема изверженных и плутонических пород варьируют от 1:3 до 1:16 [Smith, Shaw, 1979; Crisp, 1984]. Для магматических систем со значительной долей кремнекислых образований оптимальным считается отношение 1:5 [White et al., 2006; de Silva, Gosnold, 2007]. Если допустить, что таково же соотношение вулканитов и плутонических комплексов ОЧВП, то *общий объем магм, поднявшихся при формировании Охотско-Чукотского пояса на уровень средней и верхней коры, должен приближаться к 6 млн км³, что составит около 2 тыс. км³ на каждый километр длины вулканического пояса. Средняя мощность тел вулканических и плутонических пород под ОЧВП в этом случае превысит 12 км.* К этому следует добавить, что выплавление коровых анатектических магм требует тепловой энергии базитовых андерплейтов, по объему превосходящих полученные коровые магмы [Bergantz, 1989; Annen et al., 2006]. При общей мощности континентальной коры около 40 км [Симонов и др., 2003; Сурков и др., 2007] развитие событий по данному сценарию привело бы к почти полной переработке нижней коры. Такие события могут показаться маловероятными, но некоторые факты все же не позволяют полностью отрицать их возможность. В работе [Akinin et al., 2009] приведены данные о возрасте цирконов из нижнекоровых ксенолитов, вынесенных кайнозойскими вулканами по обе

стороны Берингова пролива, в пределах Чукотско-Аляскинского микроконтинента (раздел 2.8.1). В изученных ксенолитах не оказалось цирконов древнее 134 млн лет, а их самая многочисленная группа имеет возраст от 100 до 80 млн лет, что совпадает с возрастом ОЧВП (рис. 4-2). Эти сведения указывают на весьма глубокую переработку континентальной коры при формировании Охотско-Чукотского пояса, и согласуются с представленными выше оценками объема магм. Вопросы петрогенеза крупных провинций кремнекислого вулканизма рассмотрены в главе 6.

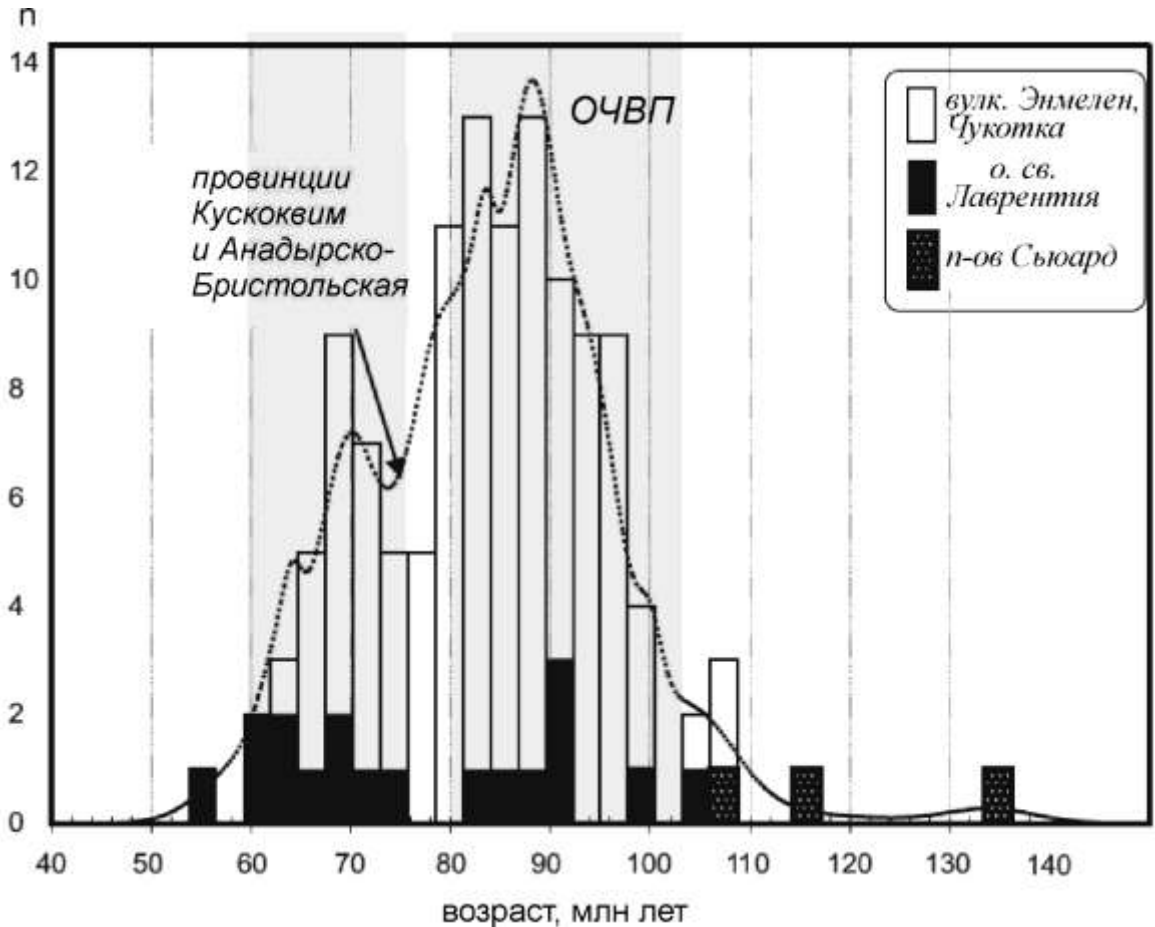


Рис. 4-2. Гистограмма распределения SHRIMP U-Pb возраста цирконов из коровых ксенолитах в кайнозойских щелочных базальтах Берингоморского района [Akinin et al., 2009]. Серой заливкой показаны временные интервалы формирования магматических провинций (ОЧВП и провинций Кускоквим и Анадырско-Бристольской).

4.2. Продуктивность магматической системы Охотско-Чукотского пояса

Под продуктивностью вулканизма (*volcanic output rate*) обычно понимают объем вулканических пород, изверженных в единицу времени [White et al., 2006]. Для сравнения областей, существенно различающихся размерами, удобно использовать удельную продуктивность, нормированную на единицу длины или площади магматической области [Wadge, 1984]. В таблицу 4-3 включены результаты соответствующих вычислений для ОЧВП и

Таблица 4-3. Результаты расчета продуктивности магматической системы ОЧВП и некоторых прочих фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма.

Магматические провинции	длина, км	объем, тыс. км ³	продолжительность формирования, млн лет	продуктивность, км ³ /1000 лет	удельная продуктивность, *10 ⁻⁵ км ³ /(км*год)		
<i>Охотско-Чукотский вулканический пояс</i>							
<i>Сегменты ОЧВП</i>					<i>без "верхних базальтов"</i>		<i>без "верхних базальтов"</i>
Восточно-Чукотский	580	154	32	4.9	5.9	0.83	1.01
Центрально-Чукотский	300	197	32	4.9	5.9	2.05	2.49
Анадырский	280	93	32	3.2	3.9	1.04	1.24
Пенжинский	330	60	32	2.0	2.3	0.57	0.67
Охотский	990	56	32	3.7	4.5	0.18	0.21
Западно-Охотский	860	228	32	6.3	7.7	0.83	1.02
весь ОЧВП	3340	788	32	24.6	29.9	0.74	0.89
<i>Прочие провинции кремнекислого вулканизма</i>							
Уитсанди	2500	2200*	37	59.5	-	2.38	-
Чон Айке	3000	235	35	6.7	-	0.22	-
Западная Сьерра-Мадре	2000	390	27	14.4	-	0.72	-
Кеннеди	1900	500	97	5.2	-	0.27	-
Альтиплано-Пуна	300	30	7	4.3	-	1.43	-
Зона Таупо	300	20	1.6	12.5	-	4.17	-
Казахстанский пояс	2100	1004**	30	33.5	-	1.59	-
Балхаш-Илийский пояс	1700	1200**	90	13.3	-	0.78	-
Пояс Большого Хингана	1000	100	51	2.0	-	0.20	-
Юго-Восточно-Китайский пояс	1800	130	70	1.9	-	0.10	-
Восточно-Сихотэ-Алинский пояс	1400	100	40	2.5	-	0.18	-

Источники: [Бахтеев, 1987; Михайлов, 1989^a, 1989^b; Bryan et al., 2000, 2002; 2003, 2008; Houghton et al., 1995; Pankhurst et al., 2000; de Silva, 1989; Wang et al., 2006].

Примечания.

* в оценку включен объем осадочных комплексов (> 2 млн км³), предположительно представляющих переотложенный вулканогенный материал данной провинции.

** в оценку включен предполагаемый объем эродированных вулканических комплексов.

Описания перечисленных в таблице провинций приведены в главе 6.

его отдельных сегментов, вместе с данными по ряду провинций кремнекислого вулканизма, рассмотренных в главе 6 настоящей работы. Как и прочие попытки количественного представления параметров вулканической активности ОЧВП, они весьма приблизительны. Погрешность, связанная с условностью оценок мощности вулканогенных комплексов, усугубляется дефицитом сведений о возрасте пород.

Согласно результатам расчетов, средняя скорость накопления вулканитов ОЧВП составляет около 25 км^3 за 1000 лет. Исключение из расчета периода накопления "верхних базальтов" (79-74 млн лет), характеризующихся сравнительно небольшим объемом, увеличивает эту оценку до 30 км^3 за 1000 лет. В расчете на километр длины вулканического пояса продуктивность извержений составляет $0.74 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$, и $0.89 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$ после исключения "верхних базальтов". Вариации интенсивности вулканизма по сегментам значительны, от $0.18 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$ в Охотском до $2.05 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$ в Центрально-Чукотском. Главным фактором, определяющим эти различия, вероятно, являются колебания уровня среза сегментов вулканического пояса.

Полученные значения вулканической продуктивности ОЧВП значительно уступают таковым крупнейших трапповых провинций, где за 1000 лет извергалось около 1000 км^3 вулканического материала (см. главу 6 и рис. 6-69). В то же время, Охотско-Чукотский пояс по интенсивности вулканизма сопоставим с прочими крупными провинциями кремнекислого вулканизма, перечисленными в таблице 4-3. Для палеозойских вулканических поясов Казахстана и для пояса Уитсанди (Восточная Австралия) оценки продуктивности оказались выше, но в общий баланс объема провинций Казахстана включены эродированные комплексы, а в случае с провинцией Уитсанди – объем прилегающих к вулканическим районам осадочных бассейнов, предположительно заполненных переотложенным вулканогенным материалом. Без указанных допущений объем вулканитов и продуктивность соответствующих магматических систем были бы в несколько раз ниже.

Для сравнительно небольших вулканических областей (таких, как Альтиплано-Пуна и зона Таупо) получены существенно бóльшие значения удельной продуктивности, чем для провинций класса ОЧВП: $1-4 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$ против $0.1-0.8 \cdot 10^{-5} \text{ км}^3/(\text{км} \cdot \text{год})$. Вероятная причина этого расхождения связана с эпизодичностью и пространственной дискретностью вулканизма крупных провинций (вывод о неравномерности активности ОЧВП обоснован в главе 3 настоящей работы). Внутри Охотско-Чукотского пояса (и, вероятно, любой провинции этого класса) можно выделить участки особо интенсивных извержений, где удельная вулканическая продуктивность в определенный период (существенно более короткий, чем время формирования всей провинции) на порядки превосходит средние значения. Например, при извержении вулкана Катмай на Аляске в 1912 г. 15 км^3 пирокластических пород было

накоплено всего за 60 часов (<https://pubs.usgs.gov>). Можно не сомневаться, что в истории ОЧВП и подобных ему провинций имели место еще более внушительные извержения. Корректное сопоставление интенсивности вулканической активности предполагает сравнение структур близкого размера и продолжительности формирования. Следовательно, в качестве аналогов зоны Таупо и области Альтиплано-Пуна следует рассматривать даже не сегменты ОЧВП, а какие-либо более мелкие структуры в их составе – например, некоторые вулканотектонические депрессии.

Чтобы оценить вариации продуктивности вулканизма ОЧВП на более детальном уровне, необходимо располагать оценками объема и возраста продуктов каждого из выявленных эпизодов активности. Нехватка прецизионных изотопных датировок не позволяет выполнить расчеты в масштабе всего вулканического пояса, но для некоторых участков, опробованных с удовлетворительной плотностью, такая оценка возможна (конечно, на полуколичественном уровне, как и прочие расчеты в этой области). Для фрагмента вулканического пояса, включающего Центрально-Чукотский сегмент и северную часть Анадырского сегмента (рис. 3-24, 4-1) доступные данные изотопной геохронологии в комбинации с анализом геологических карт и дешифрированием материалов аэро- и космической съемки позволили оконтурить выходы толщ, сформированных в результате пяти импульсов вулканической активности: (1) 106-98 млн лет, (2) 94-91 млн лет, (3) 89-87 млн лет, (4) 85.5-84 млн лет, и (5) 79-74(?) млн лет. Первый из указанных этапов отвечает времени накопления "нижних андезитов" Анадырского сегмента, последний – времени формирования "верхних базальтов". Используя оценки общей мощности вулканитов для этой же территории (рис. 4-1), можно рассчитать объем продуктов каждого из указанных этапов (таблица 4-4).

Для производных двух первых этапов общая площадь распространения (включая образования, скрытые под более молодыми толщами) принята в размере 150% от площади их современного выхода. Продукты третьего и четвертого эпизодов при расчетах были объединены, поскольку петрографически они сходны, и для уверенного разделения их ареалов требуется значительно большее количество изотопных определений возраста. Общая площадь распространения этих пород принята как сумма площади их современного выхода и площади, занятой "верхними базальтами".

Расчеты показывают, что выявленные импульсы вулканической активности весьма различны по интенсивности, от 2.9 км³ до 24.7 км³ за 1000 лет в пределах указанного участка вулканического пояса. Полученные значения удельной продуктивности вулканизма (на 1 км длины) значительно превышают оценки для всего ОЧВП (таблица 4-3). Отчасти это связано с тем, что на данном участке ширина и мощность ОЧВП гораздо выше средних по вулканическому поясу (рис. 2-2), отчасти – с сокращением временных интервалов, использованных в расчетах.

Таблица 4-4. Результаты расчета временных вариаций продуктивности вулканизма северной части ОЧВП (Центрально-Чукотский сегмент и часть Анадырского сегмента).

	Возраст, млн лет	Продолжительность импulsesа, млн лет	Площадь выхода, км ²	Предполагаемая площадь скрытой части, км ²	Средняя мощность, км	Объем, тыс. км ³	Протяженность (вдоль простирания ОЧВП), км	Средняя продуктивность вулканизма, км ³ /1000 лет	Удельная продуктивность вулканизма, 10 ⁵ км ³ /(год*км)
Импульсы активности	1 ("нижние андезиты")	8	12730	6370	1.58	30.1	190	3.8	2.0
	2 (кремнекислые)	3	4190	2100	1.40	8.8	200	2.9	1.5
	3 и 4 (примущественно кремнекислые)	5.5	65910	14240	2.46	197.8	400	36.0	9.0
Всего для изученного фрагмента ОЧВП	5 ("верхние базальты")	5(?)	7910	0	0.60	4.7	120	-	-
	включая "верхние базальты"	32(?)	90740	6330	2.49	241.4	400	-	-
	не включая "верхние базальты"	22.5	90740	6330	2.49	236.7	400	10.5	2.6

Значение удельной продуктивности объединенных третьего и четвертого импульсов ($9.0 \cdot 10^5 \text{ км}^3 / (\text{год} \cdot \text{км})$) превысило соответствующие значения для всех провинций, перечисленных в таблице 4-3. При раздельном расчете для указанных импульсов значения продуктивности были бы еще выше.

К сожалению, доступные геохронологические данные не позволяют судить, насколько равномерной была активность ОЧВП в выявленные периоды "вспышек" и разделяющих их пауз, продолжительность которых варьирует от 2 до 8 млн лет. Представляется вероятным, что эти эпизоды включают ряд еще более кратковременных событий с различной интенсивностью извержений. Это предположение косвенно подтверждается сведениями о некоторых окраинно-континентальных четвертичных вулканических провинциях [Wadge, 1984], в целом более мелких, чем провинции класса ОЧВП, но за промежуток времени в 100 тыс. лет показывающих более высокую удельную продуктивность. Кроме того, в детально изученных кайнозойских вулканических областях выявлены вспышки вулканизма продолжительностью в первые сотни тысяч лет [de Silva, Gosnold, 2007].

В целом, чем более неравномерным окажется распределение вулканической активности во времени, тем более интенсивными будут извержения в период максимумов активности. Подобная концентрация активности способна оказать существенное влияние на состояние атмосферы и биосферы, особенно если учесть, что при формировании провинций класса ОЧВП резко преобладают эксплозивные извержения. Здесь уместно вспомнить, что самые мощные из известных извержений плиоцен-четвертичного времени – в частности, извержения "супервулканов" Иеллоустон (Северная Америка), Таупо (Новая Зеландия) и Тоба (о. Суматра), связаны с выбросом кремнекислого материала. Провинции же класса ОЧВП характеризуются значительно большим объемом изверженных кремнекислых магм, чем кайнозойские области США, Новой Зеландии и Индонезии. Поэтому логично предположить, что именно в областях, подобных Охотско-Чукотскому поясу, случились рекордные по интенсивности наземные извержения (по крайней мере, в фанерозойском интервале времени), и их возможное влияние на атмосферу и биосферу заслуживает более детального анализа.

Глава 5

ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА

Изучение региональных особенностей процессов магматического петрогенеза – важная составная часть исследований древних подвижных поясов. Связь специфики структурно-вещественного состава пород с геодинамическими обстановками их формирования была выявлена почти одновременно со становлением плейт-тектонической концепции, и в настоящее время многие аспекты этой связи считаются хрестоматийными [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997; Best, Christiansen, 2001]. Нередко геохимические и петрологические индикаторы выступают в роли главного критерия, указывающего на тектонический режим формирования тех или иных геологических комплексов. Кроме того, взаимная связь различных эндогенных процессов позволяет использовать данные магматической петрологии при региональных металлогенических исследованиях [напр., Lang et al., 1995; Seedorf et al., 2005; Cooke et al., 2013].

В ходе геологосъемочных и тематических исследовательских работ, проводившихся на территории Охотско-Чукотского пояса в 1950-1980-е гг., собран весьма обширный материал по петрографии и петрохимии магматических комплексов. Результаты этих исследований обобщены в серии работ, включая несколько монографий [Белый, 1977; Котляр и др., 1981; Котляр, 1986; Филатова, 1988]. В отношении прецизионных данных о микроэлементном и изотопном составе пород, а также результатов микроанализа магматических фаз доступная информация гораздо беднее. В публикациях большей частью приводится информация по породам отдельных вулканоструктур [Захаров, Кравцова, 1999; Полин, Молл-Столцап, 1999; Tikhomirov et al., 2008]. Первой и пока единственной публикацией, обобщающей данные о геохимии элементов-примесей и радиогенных изотопов по нескольким сегментам ОЧВП, является статья В.В. Акинина и Э.Л. Миллер [2011]. В области магматической петрологии авторами статьи предложены следующие выводы: (1) вулканиды ОЧВП сходны с породами вулканического пояса Анд, отличаясь от пород типичных островодужных провинций относительной обогащенностью магм несовместимыми литофильными элементами; (2) "верхние базальты" ОЧВП отличаются от прочих средних-основных пород вулканического пояса еще бóльшим обогащением несовместимыми элементами, что сближает их с магматитами внутриплитных обстановок; (3) главными факторами эволюции мантийных магм ОЧВП

являются кристаллизационное фракционирование в комбинации с процессами ассимиляции корового материала и смешения магм; (4) средние и основные породы различных сегментов ОЧВП имеют разные изотопные характеристики, указывая тем самым на гетерогенность мантийных источников. Эти выводы не являются неожиданными, и в той или иной форме уже озвучивались ранее [Филатова, 1988; Котляр, 1986; Котляр и др., 2001; Жуланова и др., 2007; Kalinina, 2007; Kalinina et al., 2008].

Настоящая глава включает обзор и интерпретацию доступных данных о вещественном составе вулканитов ОЧВП. Последовательно рассмотрены: (1) краткие сведения о петрографии вулканитов ОЧВП; (2) геохимия валовых проб (результаты анализа на петрогенные и примесные элементы по вулканитам ОЧВП и некоторых прочих мезозойских магматических провинций Северо-Восточной Азии); (3) изотопные характеристики пород (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb и Lu-Hf системы); в этом же разделе обсуждаются некоторые вопросы происхождения и эволюции магм северо-западной окраины Пацифики в позднем мезозое, и приводится формулировка соответствующего защищаемого положения; (4) результаты исследования состава фенокристов из кремнекислых вулканитов северной части ОЧВП (с оценкой P-T-условий кристаллизации магм).

5.1. Петрографическая характеристика вулканитов ОЧВП

Количество шлифов, представляющих различные вулканические комплексы ОЧВП и в разное время изготовленных и изученных исполнителями из производственных и научных организаций, можно без преувеличения назвать огромным. По примерным оценкам, за более чем полвека изучения вулканического пояса накопились сотни тысяч петрографических описаний пород. Уже в 1970-е гг. объем собранной информации был достаточным для широкомасштабных обобщений [Белый, 1977, 1978; Котляр, 1986]. Более поздние исследования, в общем, мало что добавили к сведениям, содержащимся в указанных работах. Исключением являются результаты микрозондового анализа, вошедшего в широкую практику только в течение последних 15-20 лет. Данные микроанализа позволили уточнить состав минеральных фаз и расширили возможности расчета параметров состояния магматических систем. В этой области сохраняется заметный дефицит информации, и новые данные по-прежнему востребованы.

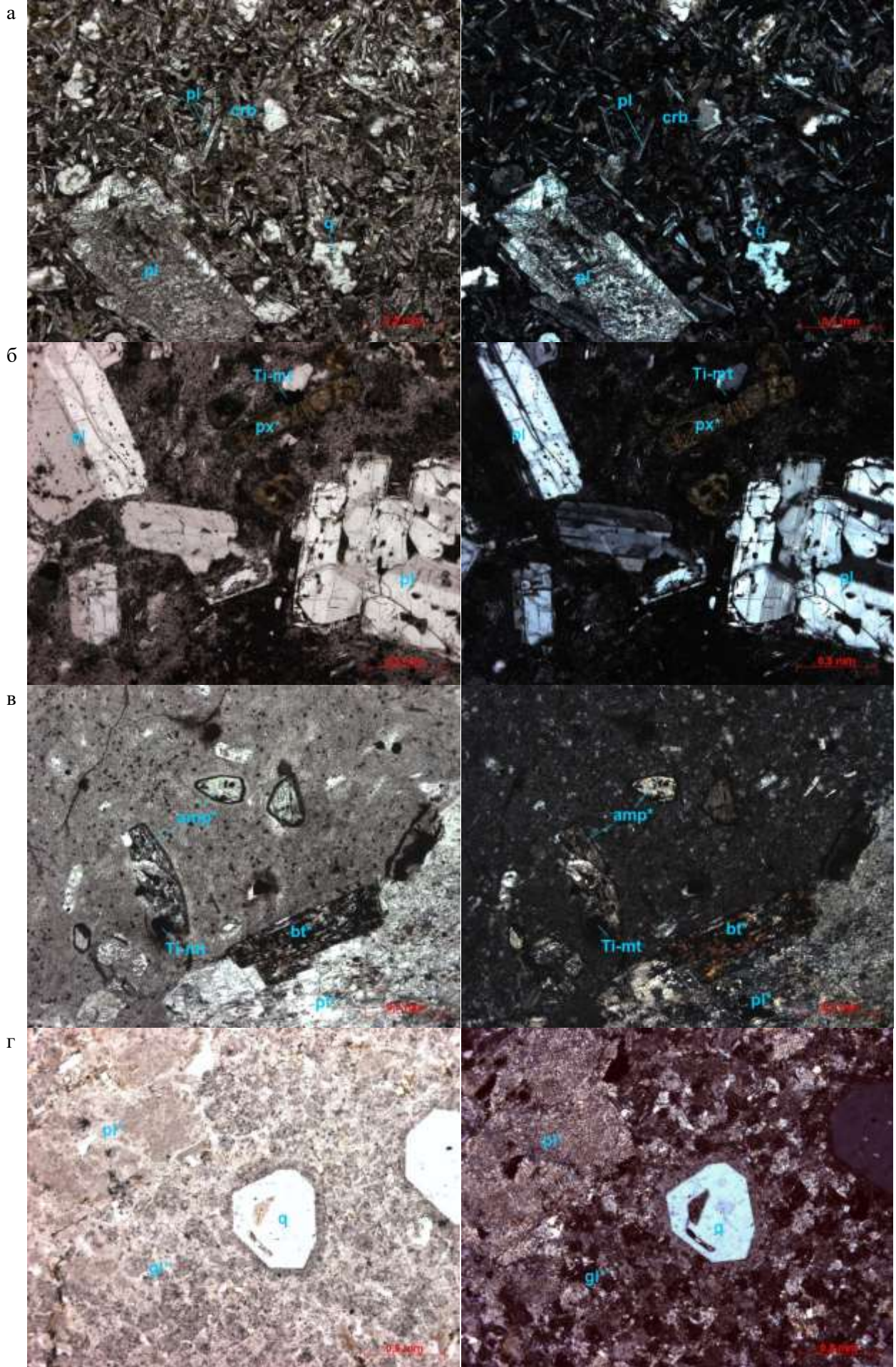
Вулканиты Охотско-Чукотского пояса включают непрерывный ряд пород от базальтов до риолитов. К вариациям кремнекислотности добавляются колебания общей щелочности: при преобладании пород нормального ряда значительную долю, до 30-35% [Котляр и др., 1981] составляют породы повышенной щелочности, от трахибазальтов до трахириолитов. Высокощелочные вулканиты, содержащие модалльные фельдшпатоиды, в ОЧВП практически не

встречаются. Единичные постройки, сложенные оливиновыми нефелинитами, выявлены в пределах Охотского и Восточно-Чукотского сегментов, но все эти образования имеют кайнозойский возраст и генетически с ОЧВП не связаны [Ичетовкин и др., 1970; Акинин, Апт, 1997]. Сведения об объемных пропорциях различных по кремнекислотности пород ОЧВП обобщены в главе 4 настоящей работы. Ниже приводятся обобщенные петрографические описания вулканитов ОЧВП, сгруппированные по генетическим типам пород: (1) лавовые и экструзивно-субвулканические образования, (2) пирокластические образования. Диагностические признаки жерловых тел, как правило, выявляются в ходе полевых исследований, а не при изучении шлифов (см. раздел 2.5).

5.1.1. Лавовые, экструзивные и субвулканические породы

Базальты (рис. 5-1а) – массивные или миндалекаменные породы с темной окраской (серые, бурые, иногда зеленоватые или красноватые) и порфировой структурой. Потоки базальтовых лав имеют мощность от 0.5 до 10 м (обычно 2-4 м) при протяженности, достигающей 20-25 км. В прикровельных частях потоков обычны лавобрекчии и мелкопузыристые шлаковые корки. Базальты содержат от 1-2 до 30-40% вкрапленников (преобладают разности с 15-25% фенокристов). Среди вкрапленников в наибольших количествах присутствует плагиоклаз An_{50-82} , в меньших – клинопироксен, ортопироксен, титаномагнетит. Оливинсодержащие разности сравнительно редки, как и резорбированные реликты битовнита An_{83-90} и клинопироксена с магнезиальностью 0.82-0.90. Фенокристы часто образуют гломеропорфировые сростки. Также распространены включения полнокристаллических пород (долеритов и микрогаббро), сложенные теми же фазами, что и вкрапленники. Форма этих включений, как правило, округлая, и лишь изредка угловатая. Возможно, значительная часть этих включений не являются ксенолитами, и их генезис связан с процессами смешения и автосмешения магм, весьма обычными для магм известково-щелочной серии [Фролова, Бурикова, 1997]. Матрикс базальтов имеет микролитовую, гиалопилитовую, интерсертальную, пилотакситовую структуру. Доля стекла в ней обычно не превышает 30-40%. Свежие стекла сохраняются очень редко (исключительно в верхних стратонах ОЧВП), обычно замещаясь агрегатом вторичных минералов. Кристаллические фазы основной массы – микролиты плагиоклаза, клинопироксена и мелкие зерна титаномагнетита. По составу они близки соответствующим минералам вкрапленников, но пироксены здесь в среднем немного более железистые, а плагиоклазы – более натровые, в соответствии с более низкой температурой кристаллизации.

Андезибазальты во многом сходны с базальтами, и нередко различить их можно только по результатам анализа на петрогенные элементы. Иногда, впрочем, андезибазальты содержат



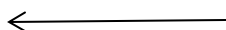


Рис. 5-1. Примеры фотографий шлифов лавовых, экструзивных и субвулканических пород ОЧВП (Анадырский сегмент, бассейн рр. Мечкерева и Малый Анюй). Слева – снимки без анализатора, справа – с анализатором.

а-в – лавы: а – базальт, б – андезит, в – дацит; г – субвулканический риолит.

Сокращения названий минералов (здесь и на прочих микрофотографиях): q – кварц, pl – плагиоклаз, px – пироксен, amf – амфибол, bt – биотит, Ti-mt – титаномагнетит, src – серицит, crb – карбонат, ep – эпидот, lx – лейкоксен, cl – хлорит, chc – халцедон, py – пирит, gl/fgl – вулканическое стекло. Звездочкой отмечены минералы, замещенные вторичными фазами.

вкрапленники бурого амфибола, окруженного опацитовой каймой. Другие черты отличия андезибазальтов ОЧВП от базальтов – отсутствие оливина и появление акцессорного апатита, обычно в виде мелких включений в фенокристаллах. Пироксены в андезибазальтах в среднем немного более железистые, а плагиоклаз – более натровый, чем в базальтах, однако на фоне значительных колебаний состава (нередко даже в одном шлифе) эти различия малозаметны [Kalinina, 2007].

Андезиты (рис. 5-1б) – массивные, реже миндалекаменные породы с порфировой структурой. Окраской они несколько светлее базальтов и андезибазальтов. Потоки андезитов имеют мощность 1-25 м (обычно 5-10 м) при протяженности до 20 км. На фенокристаллы приходится от 2-3 до 40-45% объема пород. Среди вкрапленников, как и в более основных вулканитах, доминирует плагиоклаз широкого ряда составов, An_{33-85} . Нередко можно видеть несколько поколений/зарождений вкрапленников, различающихся габитусом, размером и составом. Также вполне обычны фенокристаллы амфибола, клино- и ортопироксена, титаномагнетита, апатита. В сравнительно кислых разновидностях андезитов появляются ильменит и циркон (обычно их содержание не превышает десятков г/т). Признаки неравновесных парагенезисов свойственны андезитам ОЧВП в еще большей мере, чем базальтам. Иногда андезиты содержат ксенокристаллы оливина или кварца, окруженные реакционными каймами. В плагиоклазах встречаются резорбированные ядра битовнита-анортита An_{85-92} , а плавное снижение содержаний Ca от внутренних зон кристаллов к внешним нередко нарушается резкими всплесками известковистости [Kalinina, 2007]. Подобные нарушения зональности присущи и пироксенам, но здесь их сложнее выявить, поскольку состав пироксенов оптическими методами определяется очень неточно, гораздо хуже, чем состав плагиоклазов. В андезитах чаще, чем в базальтах, присутствуют гломеропорфиновые сростки и мелкозернистые включения, сложенные теми же минералами, что и вкрапленники. Иногда они имеют вид полнокристаллических пород (диоритов и габбро-диоритов), иногда кристаллы образуют каркас, интерстиции в котором заполнены основной массой андезитов. Доля темноцветных минералов во включениях обычно выше, чем во вкрапленниках в целом. Многие из подобных включений относятся к образованиям, к которым нередко применяют термин

"шлир" или "шлировидное скопление". Вероятно, эти включения представляют собой наиболее мелкие неоднородности, связанные с неполной гомогенизацией смешивающихся магм различного состава [Вернон, 1984; Фролова, Бурикова, 1997]. Матрикс андезитов сложен микролитами плагиоклаза, клинопироксена, мелкими кристалликами титаномагнетита и разложенным стеклом (до 50% основной массы), типичные структуры – микролитовая, гиалопилитовая, пилотакситовая. В относительно кислых разностях при девитрификации стекла появляются микропойкилобластовые структуры, обусловленные присутствием изометричных ксеноморфных зерен кварца с обильными субмикронными включениями прочих вторичных фаз.

Дациты (рис. 5-1в) обычно имеют массивную текстуру, реже миндалекаменную или флюидальную. Их окраска может быть различной: и темной, и светлой, различных оттенков зеленого, красного, коричневого. Редкие разности со свежим стеклом (витрофиры) – черные или темно-бурые, с характерным смолянистым блеском (рис. 3-8). Мощность дацитовых потоков составляет от 5 до 50-70 м, протяженность может достигать 10-20 км. Особо мощные и короткие потоки временами сложно отличить от экструзивных куполов уплощенной формы; граница между понятиями "поток" и "экструзив" в таком случае носит условный характер. Дациты обычно имеют порфиристую структуру и содержат от 2-3 до 25-30% фенокристов плагиоклаза, амфибола, клино- и ортопироксена, биотита. Ромбический пироксен, как правило, преобладает над моноклинным. Иногда в небольших количествах присутствуют К-На полевой шпат (в исходных породах это санидин, который может быть в разной степени упорядочен при гидротермальной переработке) и кварц. Качественный состав аксессуарных фаз здесь разнообразнее, чем в базальтах и андезитах. Среди продуктов кристаллизации дацитовых магм обычны апатит, циркон, сфен, ортит, монацит, титаномагнетит и ильменит. Плагиоклазы в дацитах обычно немного более натровые (An_{22-61}), а пироксены более железистые ($Mg\#$ от 0.46 до 0.77), чем в средних и основных вулканитах. Амфиболы дацитов по составу отвечают роговой обманке-гастингситу с $Al(VI)=0.01-0.32$ ф.е., $Al(IV)=1.07-1.70$ ф.е. и $Mg\# = 0.48-0.71$. Биотит содержит от 1.22 до 1.27 ф.е. Al и имеет магнезиальность 0.41-0.46. Детальному обзору сведений о составе фенокристов из кислых вулканитов ОЧВП и их генетической интерпретации посвящен раздел 5.3. Признаки неравновесности парагенезов, подобные перечисленным в описании андезитов ОЧВП, можно встретить и в дацитах, но здесь они встречаются реже и выражены менее явно.

Основная масса дацитов сложена девитрифицированным (очень редко – неизменным) стеклом, включающим от 2-3 до 15-20% микролитов плагиоклаза и, реже, К-На полевого шпата. В небольших количествах (до 1%) могут присутствовать микролиты пироксена и титаномагнетита, как правило, гидротермально измененные. Разложение стекла

сопровождается выделением вторичного кварца и полевых шпатов, образующих агрегаты с фельзитовой, микропойкилобластовой или микрогранобластовой структурой.

Риолиты (рис. 5-1г) в большинстве – светлоокрашенные породы: желтоватые, буроватые, зеленоватые и красноватые. Редко встречающиеся кайнотипные различия (витрофиры) – смоляно-черные и темно-коричневые (рис. 3-8). Разнообразие оттенков иногда придает обнажениям толщ кислых вулканитов очень живописный вид. Как и у дацитов, потоки риолитовых лав имеют мощность от 5 до 50-70 м (обычно 10-20 м) при протяженности до 10-20 км (обычно 1-3 км). Текстура риолитов лавовой и экструзивно-субвулканической фаций может быть массивной, флюидальной, изредка пузыристой или миндалекаменной. Флюидальность в риолитах в среднем проявляется чаще и четче, чем в дацитах. Нередки потоки тонкофлюидальных лав, в которых текстурные полоски толщиной около миллиметра облекают твердые обломки и вкрапленники (рис. 5-2). Содержание вкрапленников в риолитах варьирует от почти нулевого (афировые структуры) до 30-35%. Фенокристы представлены кварцем, плагиоклазом An_{10-45} , K-Na полевым шпатом (санидином, анортоклазом и продуктами их преобразования); из темноцветных минералов наиболее распространен биотит (содержание Al – 1.13-1.46 ф.е., Mg# = 0.25-0.74), но вместе с биотитом могут присутствовать амфибол (Al(VI)=0.01-0.34 ф.е., Al(IV)=0.96-1.88 ф.е., Mg# = 0.20-0.73), ортопироксен ($En_{30-74}Fs_{24-68}Wo_{1-7}$, Mg# = 0.30-0.77) и клинопироксен ($En_{5-48}Fs_{10-51}Wo_{38-45}$, Mg# = 0.09-0.83). Распространенными акцессорными фазами риолитов являются апатит, циркон, сфен, гранат альмандинового ряда, ортит, монацит, торит, титаномагнетит и ильменит.

Насколько можно судить по редкопорфировым риолитам, в которых вкрапленники занимают не более 1% объема, ликвидусными фазами в большинстве случаев являются полевые шпаты (чаще плагиоклаз, реже K-Na полевой шпат, иногда оба эти минерала). В некоторых породах почти одновременно с полевыми шпатами появляется кварц, свидетельствуя о соответствии состава магм гранитной котектике [Tuttle, Bowen, 1958]. Вместе с тем, не менее трети объема всех порфировых риолитов ОЧВП лишены модального магматического кварца, и характеризуются неопределенным составом.

Иногда в шлифах можно видеть признаки замещения пироксенов амфиболом и биотитом, но чаще эти минералы выглядят как находящиеся в равновесии (например, образуют сростки, в которых индивиды разделены индукционными поверхностями). В случае сонахождения в породе различных Fe-Mg силикатов их магнезиальность обнаруживает устойчивую корреляцию (см. раздел 5.3). Риолиты, в которых есть вкрапленники темноцветных минералов, но при этом нет биотита, сравнительно редки. Фенокристы в них представлены следующими фазами: плагиоклаз + клинопироксен + ильменит ± K-Na полевой шпат ± ортопироксен ± титаномагнетит.

а

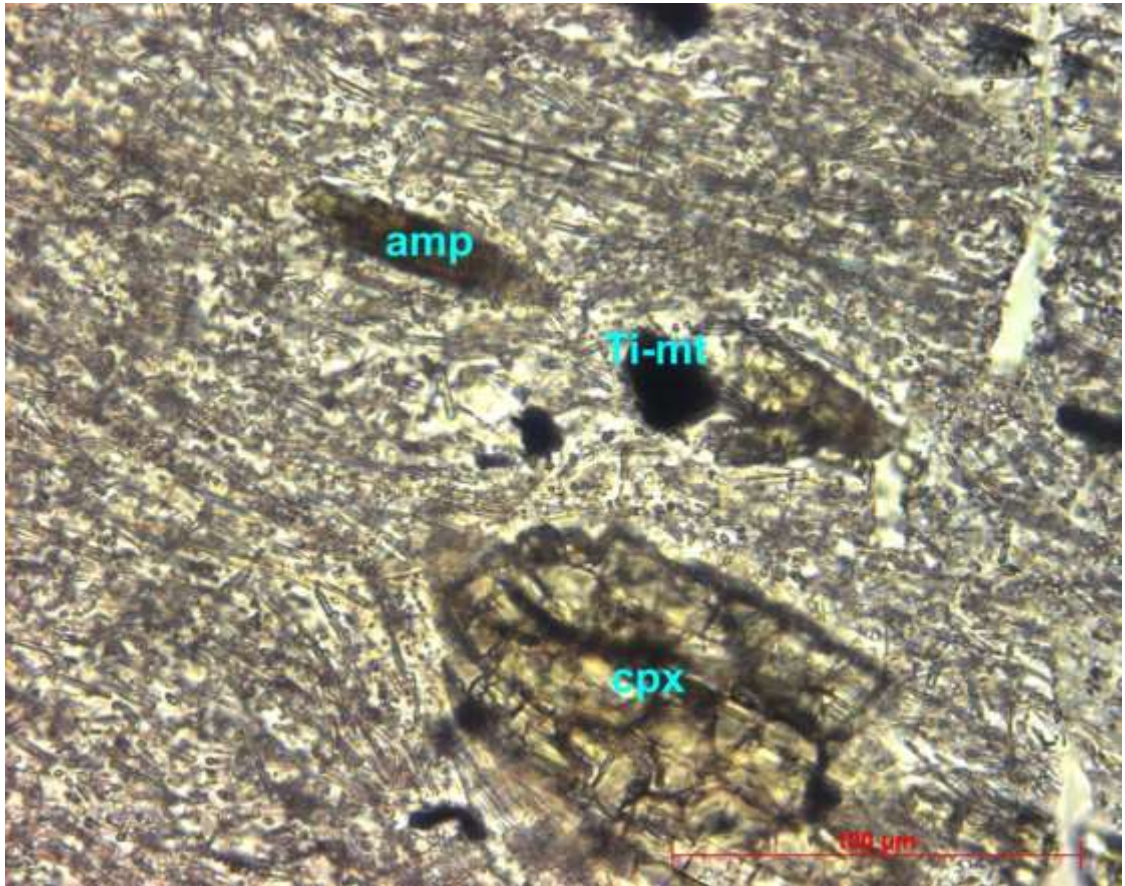


б



Рис. 5-2. Фотография шлифа флюидального риолита (а – без анализатора, б – с анализатором). Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Малый Аной. Полоски девитрифицированного стекла различаются степенью перекристаллизации.

а



б

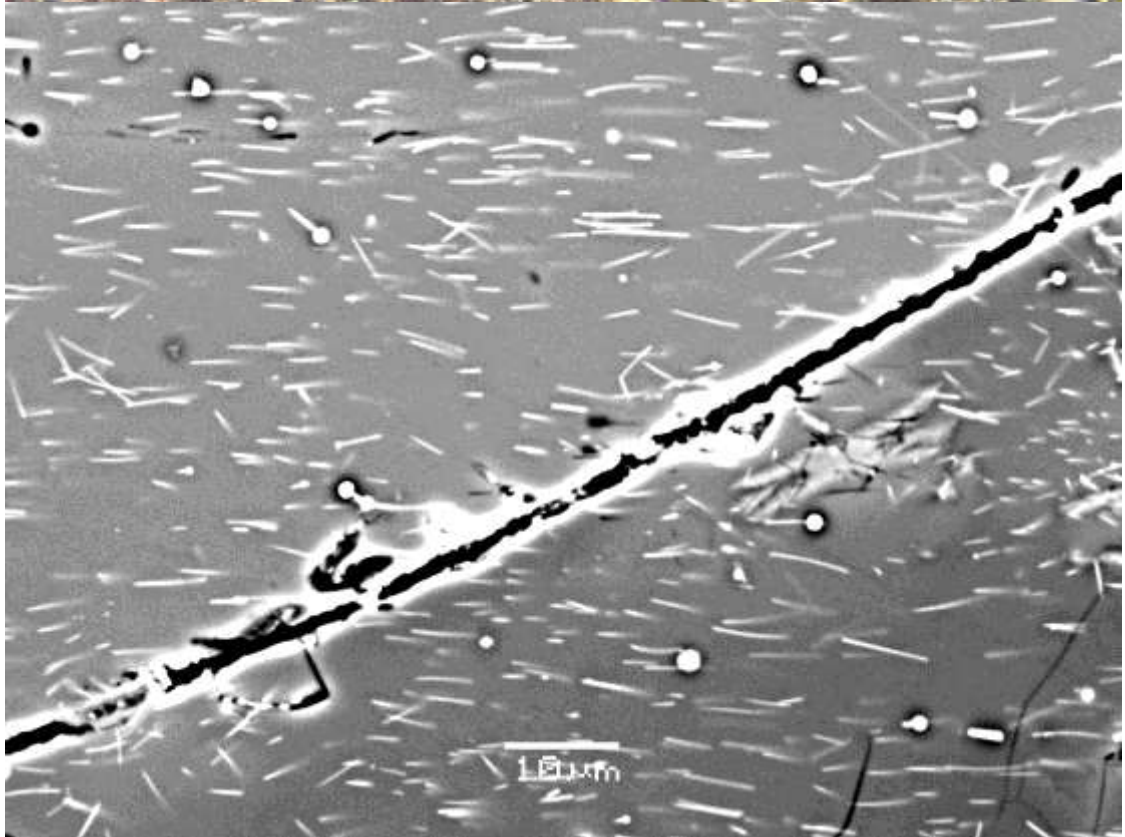


Рис. 5-3. Кристаллиты клинопироксена(?) в матрице кайнотипной риодацитово́й лавы. Анадырский сегмент ОЧВП, бассейн р. Мечкерева. а – под поляризационным микроскопом (без анализатора), б – под сканирующим электронным микроскопом. Обозначения минералов вкрапленников – см. рис. 5-1.

Основная масса риолитов содержит гораздо меньше микролитов, чем матрикс дацитов, не более 5% (обычно около 1%). В кайнотипных и слабо девитрифицированных породах сохраняются кристаллиты (рис. 5-3) – тонкие, до 1-3 мкм толщиной, выделения (нередко скелетные) пироксенов и, возможно, других фаз, нередко ориентированные по флюидалности матрикса. Девитрификация стекол начинается с развития фельзитовых структур, по мере перекристаллизации превращающихся в микрогранобластовые, микропойкилобластовые и аксиолитовые. Во флюидалных породах отдельные "слойки" различаются степенью полимеризации стекла, а в девитрифицированных породах – характером его перекристаллизации (рис. 5-2).

Породы субщелочной серии (*трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты*) не всегда уверенно распознаются по петрографическим признакам. Во многих случаях для их диагностики требуется химический анализ. Общая щелочность кислых пород обычно коррелирует с объемным отношением калишпат/плагиоклаз. Для пород среднего-основного состава надежным признаком повышенной щелочности является присутствие модалного К-На полевого шпата и/или биотита. В первую очередь это отличает вулканиты калиевой и ультракалиевой (шошонит-латитовой) серий, широко распространенных среди пород Центрально-Чукотского и Западно-Охотского сегментов ОЧВП. Другая специфическая черта субщелочных вулканитов – повышенные содержания акцессорных минералов высокозарядных и редкоземельных элементов (циркона, апатита, ортита, монацита), связанные с общей обогащенностью магм. В некоторых шошонитах и латитах вместо циркона кристаллизуется мелкий (до 0.02 мм) бадделеит. Некоторые особенности состава минералов тоже могут указывать на обогащение магм несовместимыми элементами, например, повышенные содержания К и Na в амфиболах, Ti – в амфиболах и пироксенах. С высокой активностью калия в кремнекислых магмах связывается пониженная глиноземистость биотитов [Маракушев, Тарарин, 1965]. Производными мантийных магм, недосыщенных кремнеземом, являются базальты с оливином в основной массе (подобные породы в ОЧВП сравнительно редки, и обычно входят в состав толщ "верхних базальтов").

5.1.2. Пирокластические породы

На пирокластические образования приходится более половины объема всех вулканитов ОЧВП: не менее 90% кремнекислых толщ, около 50% андезитов и от 10% до 30-40% базальтов. Повышенный коэффициент эксплозивности характерен для базитов нижних стратонов ОЧВП, а в "верхних базальтах" он сравнительно низок. Обычно продукты эксплозивных извержений отличаются от лав формой отдельности (рис. 5-4), за исключением особо плотно спеченных туфов и игнимбритов, имеющих такую же отчетливую столбчатую отдельность, что и лавовые

a



б



в



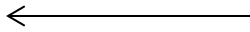


Рис. 5-4. Типичная форма отдельности лав и туфов ОЧВП: а – поток андезидацитов (Центрально-Чукотский сегмент, бассейн р. Вульвывеем), б – туфы риолитов (Центрально-Чукотский сегмент, бассейн р. Энмываам), в – туфы андезитацитов (Анадырский сегмент, бассейн р. Мечкерева).

потоки (рис. 3-32а). Сравнительно слабо спеченные туфы обычно характеризуются комковатой или неровной плитчатой отдельностью, в которой иногда угадываются очертания фрагментов, выброшенных вулканом. Кроме отдельности, пирокластические породы распознаются по оскольчатой форме вкрапленников (кристаллокластов), по присутствию угловатых обломков пород (литокластов), а также по их беспорядочному распределению в породе. Отличительная особенность игнимбритов – присутствие линзовидных обособлений (фьямме), изначально стекловатых, в большинстве случаев девитрифицированных (рис. 5-5). В ходе дискуссии о природе игнимбритов [Сперанская, 1961, 1967; Сперанская, Печерский, 1964; Коптев-Дворников и др., 1967, и другие] фьямме приписывалось различное происхождение, однако в настоящее время подавляющее большинство исследователей склоняется к первоначальной гипотезе [Marshall, 1935], согласно которой фьямме есть не что иное, как "капли" пластичной, частично расплавленной массы, выброшенной эксплозией вместе с более мелким пепловым материалом. При выпадении на твердый субстрат эти фрагменты сплющиваются и приобретают плоскопараллельную ориентировку. Следуя этой версии, фьямме можно считать разновидностью лапилли.

Среди пирокластических базитов ОЧВП типичные игнимбриты не описаны. Базальтовые туфы не обнаруживают явных признаков спекания тонкого пеплового материала, обычных для кислых вулканитов. При взрывных извержениях базальтовых магм могут образоваться агглютинаты – продукты гравитационного уплотнения крупных фрагментов вязкопластичной массы (рис. 5-4в). Как правило, доля пепловых частичек (менее 2 мм) в таких породах незначительна, и эти породы совсем не похожи на игнимбриты, в которых крупные витрокласты (фьямме) резко выделяются на фоне мелких (пепловый материал). В агглютинатах фенокристы нередко остаются нефрагментированными, поэтому в шлифах эти породы несложно принять за лавы. Главным критерием различия в таких случаях остается форма отдельности пород (сравн. рис. 5-4 а и в).

Степень спекания кислых пирокластических пород определяется степенью деформации пепловых частичек. В пористых туфах, остающихся после сравнительно слабых извержений плинианского типа, эти частички недеформированы и ориентированы беспорядочно (рис. 5-6а). Они цементируются хомогенным кремнистым материалом в процессе диагенеза. Увеличение температуры и объема выброшенного вулканом материала приводит к тому, что частицы, выпадая на твердый грунт, сохраняют пластичность и сплющиваются под давлением



Рис. 5-5. Типичные текстуры фьямме в игнимбритах ОЧВП. а – Центрально-Чукотский сегмент, бассейн р. Пучевеем; б – Анадырский сегмент, бассейн р. Мечкерева; в – Западно-Охотский сегмент, бассейн р. Улья.

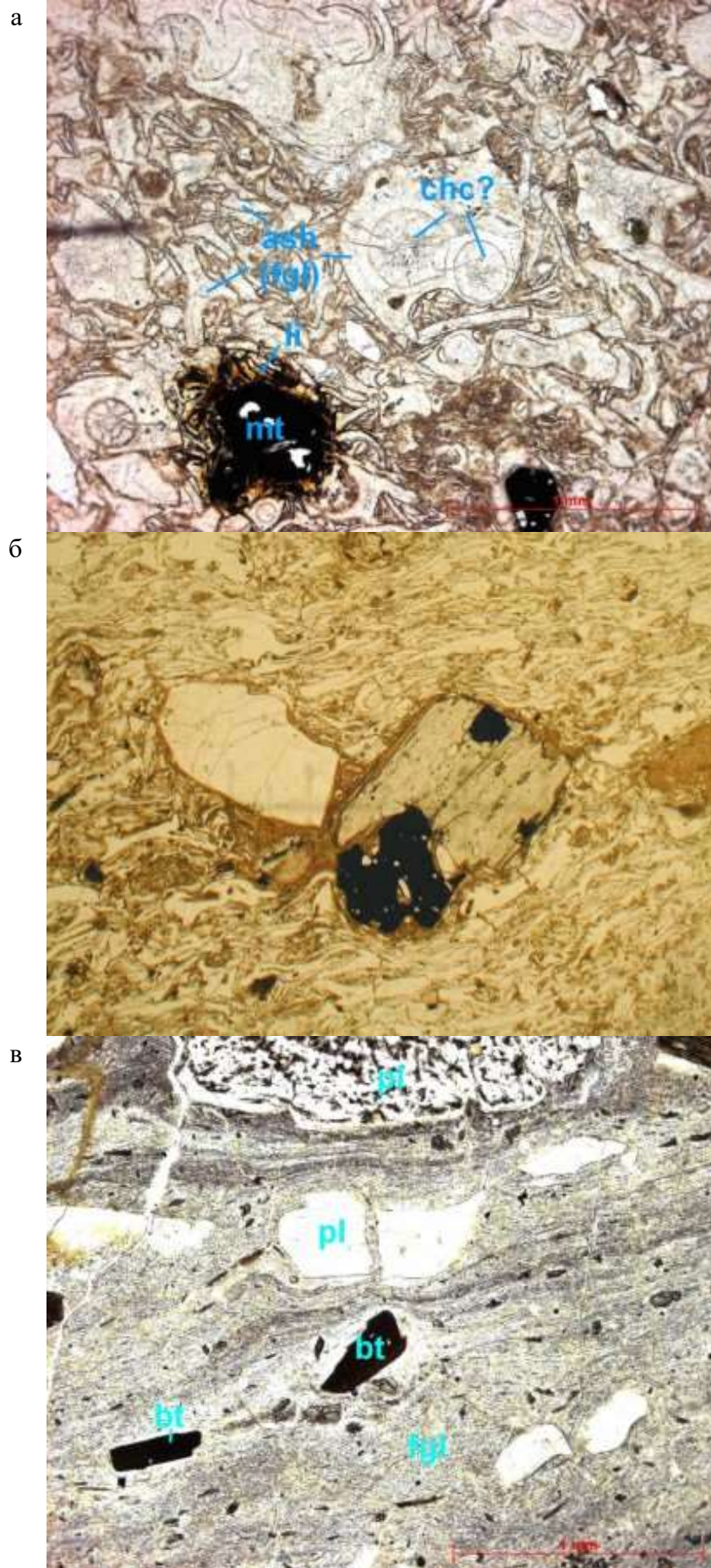


Рис. 5-6. Микрофотографии кремнекислых пирокластических пород с разной степенью деформации (спекания) пепловых частиц. Пояснения см. в тексте. Обозначения минералов – см. рис. 5-1.

вышележащей пирокластической массы (рис. 5-6б). В предельном случае бывший пепел слипается в более или менее однородную субстанцию (рис. 5-6в). Судя по признакам растаскивания твердых обломков (лито- и кристаллокластов) стекловатым матриксом, образовавшийся пирокластический поток может даже немного двигаться, подобно очень вязкой лаве. Матрикс интенсивно спеченных игнимбритов нередко оказывается тонкополосчатым, подобным основной массе типичных кислых лав. Эти текстуры облекают твердые обломки точно так же, как и флюиальность лав (рис. 5-6в). Многие геологи пользуются термином "псевдофлюиальность" для обозначения тонкополосчатой текстуры матрикса игнимбритов, чтобы подчеркнуть семантическое отличие от термина "флюиальность", применяемого к текстуре лавовых пород.

В качестве особой разновидности кластических вулканических пород, не связанной с эксплозиями, можно выделить купольные брекчии (лавокластиты). Они образуются при разрушении экструзивных тел и мощных лавовых потоков и представляют собой мономиктовые брекчии без признаков сортировки и окатанности обломков (рис. 5-7). Обломки цементируются хомогенным и/или гидротермальным кремнистым материалом.

5.1.3. Гидротермальные преобразования вулканитов ОЧВП

Вопросы, являющиеся предметом настоящей диссертационной работы, предполагают, в первую очередь, изучение неизмененных и слабо измененных пород. Поэтому детали, касающиеся состава и размещения сильнопроявленных и полнопроявленных метасоматитов, в данном разделе не рассматриваются. За информацией этого рода можно обратиться к публикациям металлогенической направленности [Горячев и др., 2010; Сидоров и др., 2010, 2011; Стружков, Константинов, 2005, и другие].

Вторичные изменения вулканитов ОЧВП распределены весьма неравномерно. Среди относительно молодых (коньяк-кампанских) вулканитов встречаются породы, содержащие свежее стекло (кайнотипные), либо стекло на самых ранних стадиях разложения. К подобным породам, в соответствии с региональной традицией, часто применяется термин "витрофир". Стекло, будучи метастабильной фазой, с легкостью замещается вторичными минералами, поэтому есть основания полагать, что такие породы совершенно избежали сколь-либо значимых гидротермальных изменений. Иногда витрофиры слагают секущие тела, например, дайки, иногда – отдельные горизонты в разрезе, как правило, мощностью не более 10 м (рис. 5-8). Есть игнимбриты, где стекловатую структуру имеют только фьямме, а бывший пепловый матрикс девитрифицирован. Если связывать сохранность вулканических стекол с отсутствием гидротермальных изменений, то возникает вопрос, почему девитрифицированы породы, расположенные в разрезе выше витрофиров?

а



б



Рис. 5-7. Фотографии купольных брекчий (лавокластитов) ОЧВП: а – общий вид обнажения (Анадырский сегмент, бассейн р. Мечкерева), б – фото образца (Восточно-Чукотский сегмент, бассейн р. Канчалан).



Рис. 5-8. Горизонт кайнотипных риолитовых туфов в толще девитрифицированных кремнекислых вулканитов. Центральнo-Чукотский сегмент ОЧВП, левобережье р. Пегтымель.

Приблизиться к ответу на этот вопрос помогают сведения о пространственном распределении ореолов гидротермальных изменений в современных вулканах. Продукты извержений вулкана Унзен, случившихся на японском острове Кюсю в 1991-1995 г., вблизи поверхности сохраняют первичное стекло, но уже на глубине в десятки метров оказались девитрифицированы и даже интенсивно изменены гидротермальными процессами [Nakada et al., 1999, 2005]. По всей вероятности, в приповерхностной области эффективность воздействия гидротерм быстро падает из-за отдачи тепла и летучих в атмосферу. Можно предположить, что горизонты витрофиров ОЧВП по завершении соответствующих циклов извержений длительное время оставались в приповерхностной зоне.

Не менее 99% объема вулканитов ОЧВП составляют палеотипные породы. Степень их гидротермального преобразования может быть самой различной: от начальной девитрификации с образованием фельзитового кварц-полевошпатового агрегата до полного замещения с потерей следов первичных структур и текстур. Слабые изменения, помимо разложения стекол, сопровождаются формированием минералов цеолитовой фации метаморфизма погружения [Coombs et al., 1959]: халцедона, кварца, альбита, хлоритов, смешаннослойных фаз (типа корренсита), цеолитов, карбонатов, эпидота, клиноцоизита, селадонита, стильпномелана, серицита, гидрослюд, глинистых минералов, более редких джулголдита и бабингтонита. В вулканитах ОЧВП нередок ломонтит, считающийся индикатором высокотемпературной

субфации цеолитовой фации (230-270°C). Эпигенетические фазы образуют псевдоморфозы по вкрапленникам, выполняют трещины и пустоты (в частности, миндалины), а также рассеиваются по основной массе вулканитов (рис. 5-1б, в, г).

До настоящего времени в публикациях не появлялись упоминания о находках в вулканитах ОЧВП минеральных парагенезисов пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма [Miyashiro, 1961; Спиридонов, Гриценко, 2009]. Они выявлены лишь в вулканитах аптского Тытыльвеевского пояса, подвергшегося сравнительно глубокой денудации (см. раздел 3.5.4). Тем не менее, сложность оптической диагностики типоморфных минералов указанной фации сохраняет высокой вероятность их обнаружения в породах ОЧВП в дальнейшем.

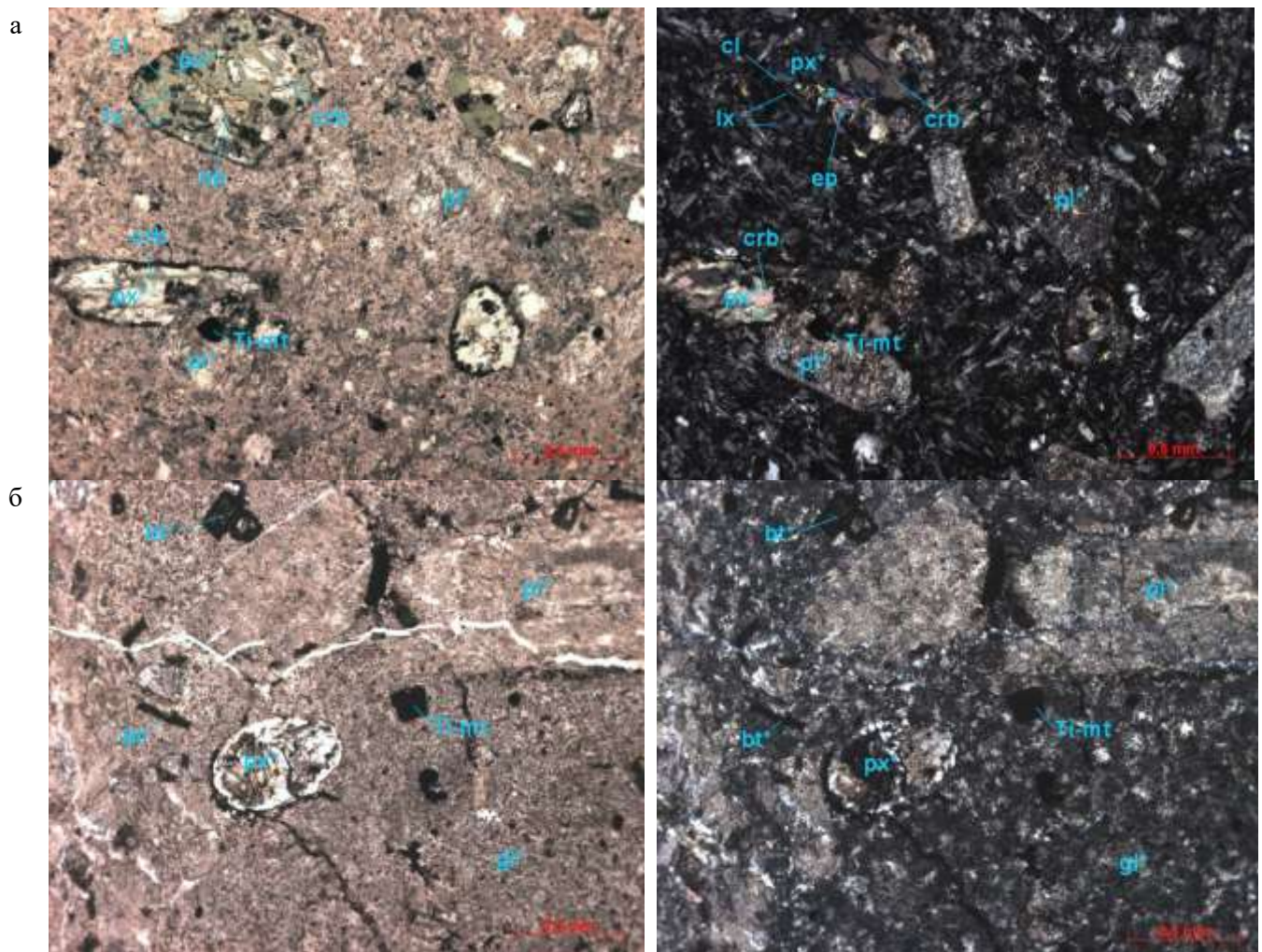


Рис. 5-9. Типичные гидротермальные изменения вулканитов ОЧВП: а – пропилитизация, б – аргиллизация (Анадырский сегмент, бассейн р. Мечкерева). Слева – снимки без анализатора, справа – с анализатором.

Крупные поля гидротермально измененных пород (десятки-сотни км²) обычно представлены пропилитами, где главными новообразованиями являются хлориты, альбит, эпидот, карбонаты, пирит, иногда актинолит и гидротермальный биотит (рис. 5-9а). Также значительны по размерам ореолы кварц-серицит-гидрослюдисто-глинистых изменений

(аргиллизации) (рис. 5-9б). Различия между этими типами метасоматитов связаны, в первую очередь, с разным уровнем рН растворов [Зарайский, 1989]. При сравнительно слабых изменениях минеральный состав новообразований зависит также от геохимии исходных пород: например, крупные поля пропилитов чаще развиваются по толщам среднего и основного состава, а аргиллизиты – по кремнекислым вулканитам. В локальных зонах интенсивных изменений состав исходных пород почти не имеет значения, а первичные структурно-текстурные признаки вулканитов могут совсем затеряться. Диагностика исходных пород в таких случаях может быть непростой задачей.

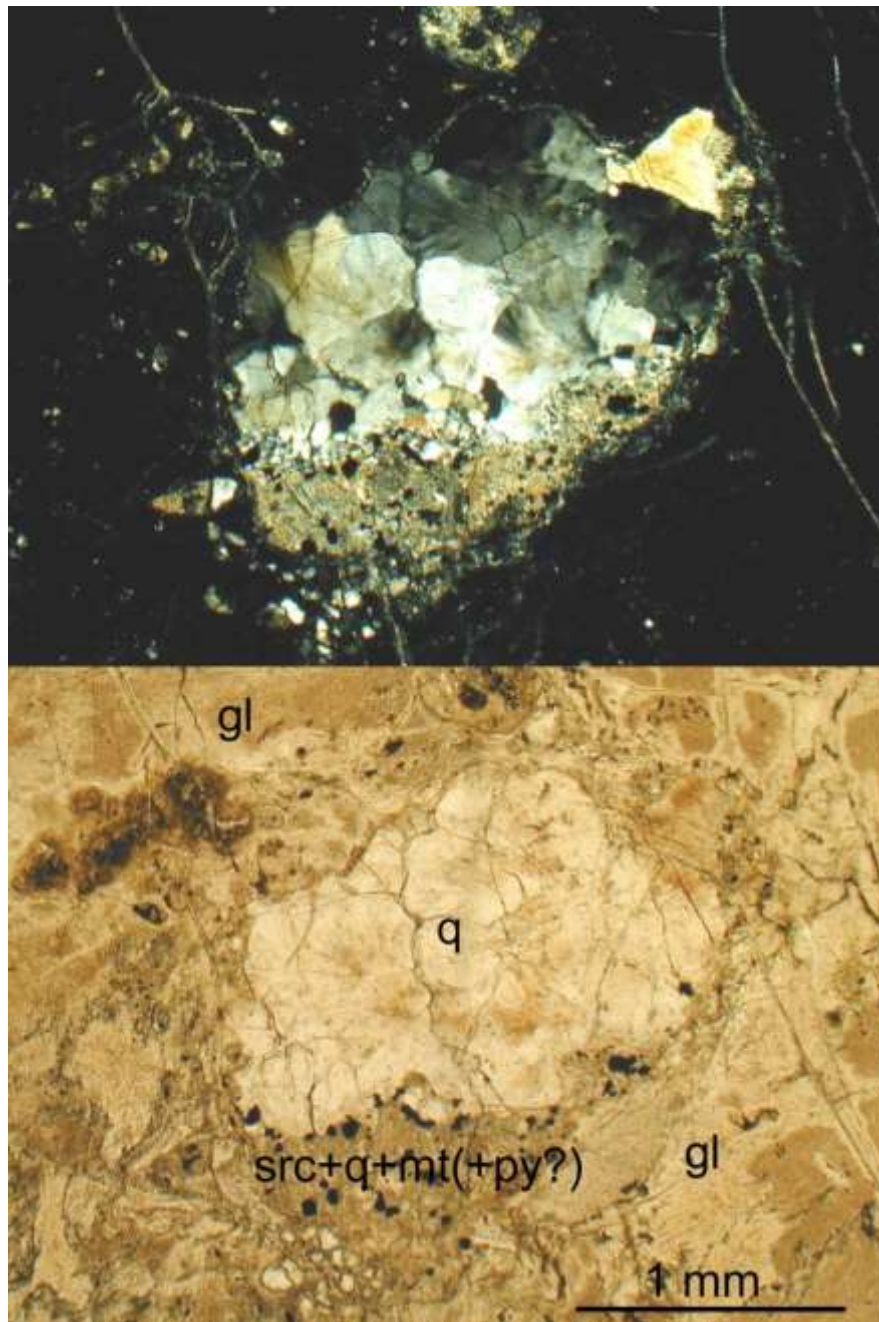


Рис. 5-10. Обломок рудоносной кварцевой жилы в кайнотипном риолите. Район месторождения Купол, Анадырский сегмент ОЧВП. Обозначения минералов – см. рис. 5-1.

В современных вулканических зонах проявления гидротермальной активности часто привязаны во времени и пространстве к отдельным вулканическим постройкам [Бычков, 2009]. В масштабе всего ОЧВП формирование метасоматических ореолов должно быть сложным и многоэтапным процессом. Одним из доказательств этой многоэтапности является факт присутствия обломков полнопроявленных метасоматитов и гидротермальных жил в совершенно свежих кайнотипных вулканитах (рис. 5-10).

* * *

Обобщая материал по петрографии вулканитов ОЧВП, отметим, что среди основных и средних вулканитов этой магматической провинции преобладают типичные представители известково-щелочных серий, свойственных надсубдукционным обстановкам. Среди их наиболее характерных признаков – фенокристы водосодержащих минералов (амфибола и биотита), ранний титаномagnetит, обильные вкрапленники плагиоклаза, петрографические признаки смешения контрастных по составу магм. Главное отличие Охотско-Чукотского пояса от большинства надсубдукционных провинций заключается в широком распространении кремнекислых пород. Последние включают как продукты кристаллизации предельных по составу магм (вероятно, анатектических), так и расплавов, по составу далеких от гранитной котектики. Вопросы петрогенеза магм ОЧВП обсуждаются в разделе 5.2.4.

5.2. Геохимия вулканитов Охотско-Чукотского пояса

В геохимической изученности пород ОЧВП в настоящее время сохраняется дисбаланс между обилием данных о содержаниях петрогенных элементов (тысячи анализов), и сравнительно бедной фактической базой в отношении элементов-примесей (за исключением данных спектрального анализа, широко используемых при поисково-оценочных работах, но недостаточно точных для корректной петрологической интерпретации). Обзор петрохимических особенностей вулканитов в масштабе всего ОЧВП приводится в ряде работ, включая несколько монографий [Белый, 1978; Котляр и др., 1981; Котляр, 1986; Филатова, 1988], а попытка обобщения данных по содержаниям элементов-примесей предпринята лишь в двух статьях [Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2016].

В настоящей главе представлены данные о химическом и изотопном составе вулканитов Охотско-Чукотского пояса, и предложена интерпретация этих данных. Фактическую базу составляют анализы 3379 проб на петрогенные элементы, 176 – на элементы-примеси и 118 – на изотопные отношения Sr, Nd, Pb и Hf (в различных сочетаниях). Ссылки на источники информации и описание соответствующего фактического материала приведены в разделах 5.2.1

(петрогенные элементы), 5.2.2 (элементы-примеси) и 5.2.3 (изотопы). Раздел 5.2.4 включает обсуждение доступных материалов и петрогенетические выводы.

5.2.1. Петрогенные элементы

Большая часть силикатных анализов пород ОЧВП получена экспедициями ПГО "Севостгеология" в ходе геологосъемочных работ 1960-х – 1980-х гг. Анализы выполнялись методом "мокрой химии", в основном силами Центральной лаборатории СВПГО (г. Магадан). Результаты анализов вошли в различные производственные отчеты. К сожалению, сколь-либо значительные массивы первичных данных никогда не появлялись в открытой печати. Монографии 1970-х – 1980-х гг. [Белый, 1977; Котляр и др., 1981; Филатова, 1988] публикуют, главным образом, усредненные результаты. Начиная с 1990-х гг. стал широко применяться рентгенофлюоресцентный метод анализа пород. В 1990-е и 2000-е гг. созданы компьютерные базы данных, кардинально упростившие обработку петрохимической информации. К сожалению, ни одна из этих баз на момент написания данной работы не является общедоступной. В ходе подготовки данной главы диссертации удалось собрать результаты 3379 анализов вулканитов ОЧВП на петрогенные элементы. В состав объединенной базы петрохимических данных вошли анализы из электронной базы ЗАО "Чаунское ГПП" (создававшейся при непосредственном участии автора данной работы) и материалы, любезно предоставленные коллегами: О.С. Ладным (ФГУГП "Георегион", г. Анадырь), И.Н. Котляром и Т.Б. Русаковой (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан). Анализы пород Западно-Охотского сегмента ОЧВП взяты из кандидатской диссертации М.В. Минца (ГИН РАН) [1973] с разрешения автора. Сравнительно небольшую часть базы данных составляют анализы из публикаций [Заборовская, 1978; Захаров и др., 1986; Полин, Молл-Столцап, 1999; Tikhomirov et al., 2008, 2016; Акинин, Миллер, 2011; Русакова, 2011].

Представительность данных по сегментам ОЧВП в объединенной базе различна (Центрально-Чукотский сегмент – 1538 анализов, Анадырский – 769, Охотский – 388, Пенжинский – 212, Восточно-Чукотский – 286 и Западно-Охотский – 186). Однако минимальное количество проб для любого отдельно взятого сегмента превышает сотню, что считается достаточным для корректного использования статистических методов. Все содержания, использованные при статистической обработке и построении диаграмм, были предварительно пересчитаны на сухой остаток.

В целом вулканиты ОЧВП составляют непрерывную серию от базальтов до риолитов, охватывая интервал содержаний SiO_2 от 45 до 80%. 13 проб из 3379 показали содержания кремнезема за пределами этого интервала, но нет уверенности, что эти отклонения не связаны с ошибками анализа или с эпигенетическими преобразованиями пород. В любом случае, количество таких проб незначимо в сравнении с объемом выборки.

Гистограммы распределения содержаний SiO_2 в породах ОЧВП приведены на рис. 5-11. На общей гистограмме для всей изученной выборки (рис. 5-11а) выделяются три статистических максимума, соответствующие андезибазальтам (52-56% SiO_2), дацитам (64-68%) и риолитам (70-74%). Наиболее контрастным выглядит риолитовый пик, отвечающий, вероятно, предельным анатектическим магмам. Количество кислых пород в выборке превосходит количество средних и основных, взятых вместе. Возможно, это отчасти обусловлено неравномерностью опробования вулканического пояса: почти половину изученной совокупности анализов составляют породы Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП, где доля кислых пород выше средней по провинции. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют заключить, что кремнекислых эффузивов в составе Охотско-Чукотского пояса и в абсолютном, и в относительном исчислении много больше, чем в типичных субдукционных поясах (включая и островодужные, и окраинно-континентальные – рис. 5-12в-д).

Отдельные сегменты ОЧВП, как правило, характеризуются бимодальным распределением кремнекислотности. На гистограммах выделяются статистические максимумы, соответствующие, с одной стороны, базальтам/андезибазальтам, с другой – дацитам и риолитам. Базиты количественно преобладают лишь в выборке по Пенжинскому сегменту. Для Анадырского сегмента максимумы по кислым и средним/основным породам примерно равноценны, а во всех прочих частях ОЧВП доля кислых вулканитов существенно выше доли средних и основных (если допустить, что изученные выборки объективно представляют реальные объемные соотношения пород).

Особый случай представляет Центрально-Чукотский сегмент, в выборке по которому базитовый пик выражен слабо, и резко преобладают породы двух типов: (1) дациты и андезидациты (главным образом, повышенной щелочности) и (2) риолиты. Специфика петрохимии данного участка ОЧВП отмечалась еще В.Ф.Белым, выделявшим здесь "риолит-андезидацитовую формацию" [Белый, 1978]. Значительная (свыше 25% выборки) доля дацитов отмечена только в двух сегментах, Центрально-Чукотском и Западно-Охотском. Их вклад обусловил присутствие "дацитового" максимума на общей гистограмме (рис. 5-11а). Объемы дацитов не обнаруживают отрицательной корреляции с объемами риолитов – на рис. 5-11б, д, е указанным породам соответствуют обособленные и примерно равные по высоте максимумы.

Гистограммы кремнекислотности пород ОЧВП, представленные в публикациях, сходны с приведенной на рис. 5-11а, отличаясь в деталях. Например, гистограмма из монографии И.Н.Котляра с соавторами [1981] имеет резко выделяющийся статистический максимум при 73-74% SiO_2 и 6-7 прочих максимумов, относительно мелких и близких по амплитуде (рис. 5-12а).

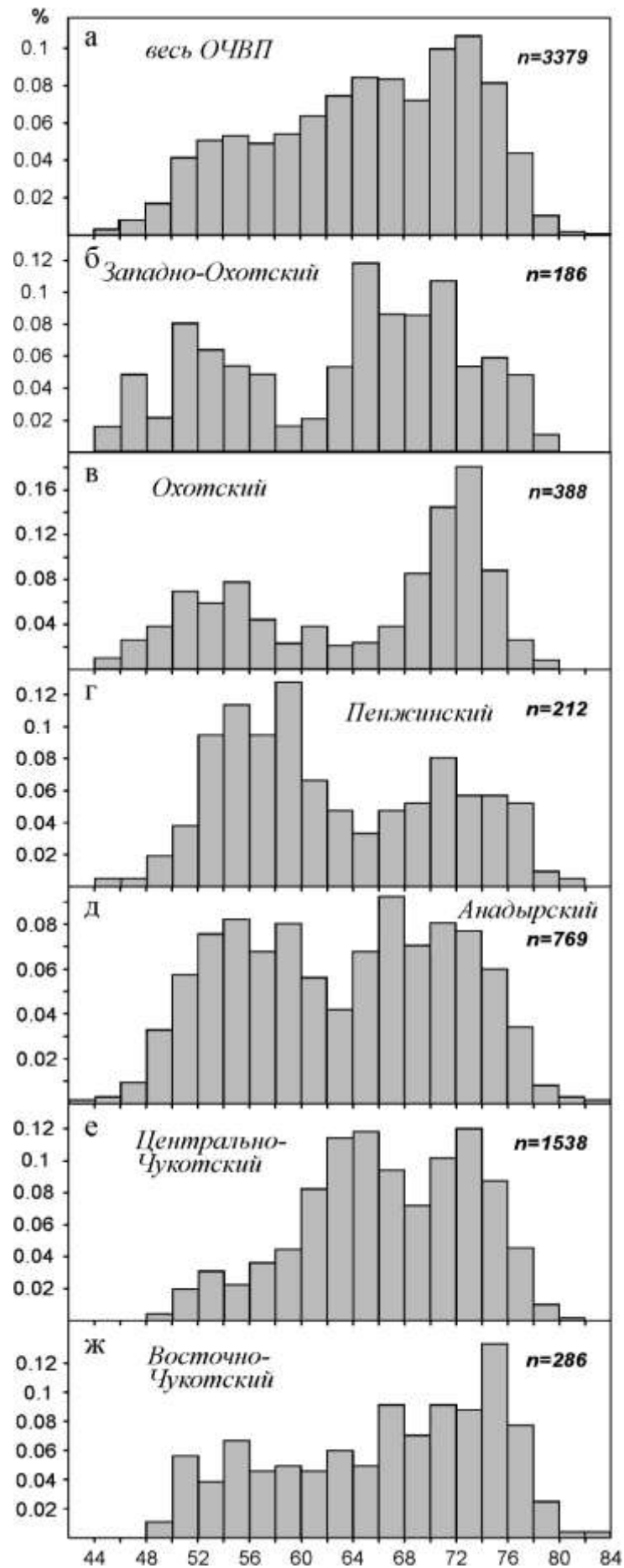


Рис. 5-11. Гистограммы распределения содержаний SiO₂ в вулканитах ОЧВП (комментарии в тексте).

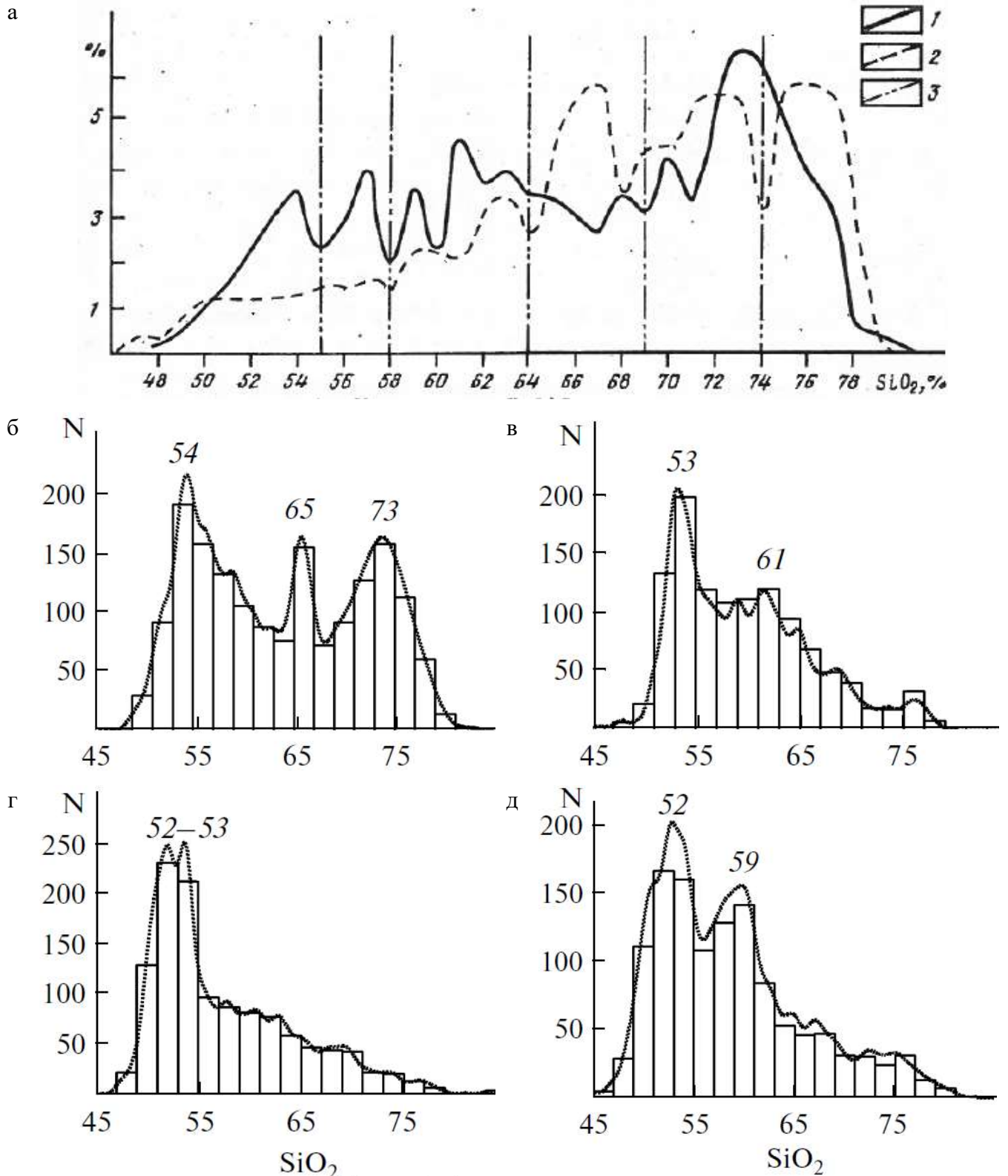


Рис. 5-12. Гистограммы распределения содержаний SiO_2 в породах ОЧВП и некоторых прочих субдукционных магматических провинций, по данным публикаций: а – ОЧВП [Котляр и др., 1981]: 1 – вулканы ($n=1341$), 2 – интрузивные ($n=909$), 3 – границы полей состава; б-д – [Акинин, Миллер, 2011]: б – ОЧВП ($n=1710$), в – Анды ($n=1711$), г – Камчатка ($n=1162$), д – Курильские о-ва ($n=1217$).

На гистограмме из статьи [Акинин, Миллер, 2011] – три отчетливых пика (рис. 5-12б), примерно в тех же интервалах содержаний SiO_2 , что и на рис. 5-11а; "базитовый" пик немного выше прочих.

На TAS-диаграмме (рис. 5-13) точки эффузивов ОЧВП группируются вблизи границы полей нормального и субщелочного рядов. Повышенные средние значения суммы $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$, как известно, отличают породы окраинно-континентальных вулканических поясов андийского типа от вулканитов островных дуг [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997; Акинин, Миллер, 2011]. От сегмента к сегменту ОЧВП средняя щелочность пород немного варьирует, но выборки по отдельным сегментам относительно однородны – группы с существенно различным уровнем щелочности (при близкой кремнекислотности) в них не выделяются. На вариационных диаграммах точки вулканитов ОЧВП образуют, в первом приближении, единый непрерывный тренд (рис. 5-13, 5-14) с обычными для большинства магматических серий корреляциями. С ростом содержаний SiO_2 снижаются концентрации TiO_2 , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO , CaO , P_2O_5 и возрастают концентрации K_2O . Содержание Al_2O_3 в базальтах и андезитах обнаруживает значительный разброс (от 14 до 22%) без явной корреляции с содержанием SiO_2 . В кислых породах с ростом SiO_2 доля глинозема убывает. Na_2O показывает слабую положительную корреляцию с SiO_2 в интервале кремнекислотности от 45 до 67%, а при кремнекислотности свыше 67% – отрицательную. Таким же образом ведет себя и сумма $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 5-13). На многих диаграммах (рис. 5-13а, б; 5-14г, н, р, с, ф) выделяются две области с высокой плотностью фигуративных точек, разделенные промежутком с меньшей плотностью точек. Указанные группы соответствуют средним/основным и кислым вулканитам, в согласии с отмеченной выше бимодальностью изученных выборок по содержанию SiO_2 . Андезиты и андезибазальты ОЧВП преимущественно принадлежат к средне- и высококалиевой сериям [Gill, 1981], при подчиненном распространении низко- и ультракалиевых пород.

Значительные вариации содержаний TiO_2 (0.7-2.5%), P_2O_5 (0.1-1%) и Al_2O_3 (14-22%) в базальтах ОЧВП говорят о разнообразии составов родоначальных мантийных магм. Содержания MgO не превышают 11%, и лишь изредка превышают 8%, что типично для вулканических поясов, заложенных на мощной континентальной коре [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997]. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (рис. 5-15а-в) точки эффузивов ОЧВП занимают обширную область, располагаясь в полях и толеитовой, и известково-щелочной серий.

Указания на петрохимические различия сегментов ОЧВП встречаются в публикациях, начиная по меньшей мере с 1970-х гг. [Белый, 1978; Котляр и др., 1981]. Эти различия выражены, в первую очередь, в вариациях средней кремнекислотности пород, общей щелочности и K/Na отношения (рис. 5-13, 5-14р-х, 5-15г-е). Повышенные содержания K_2O (и,

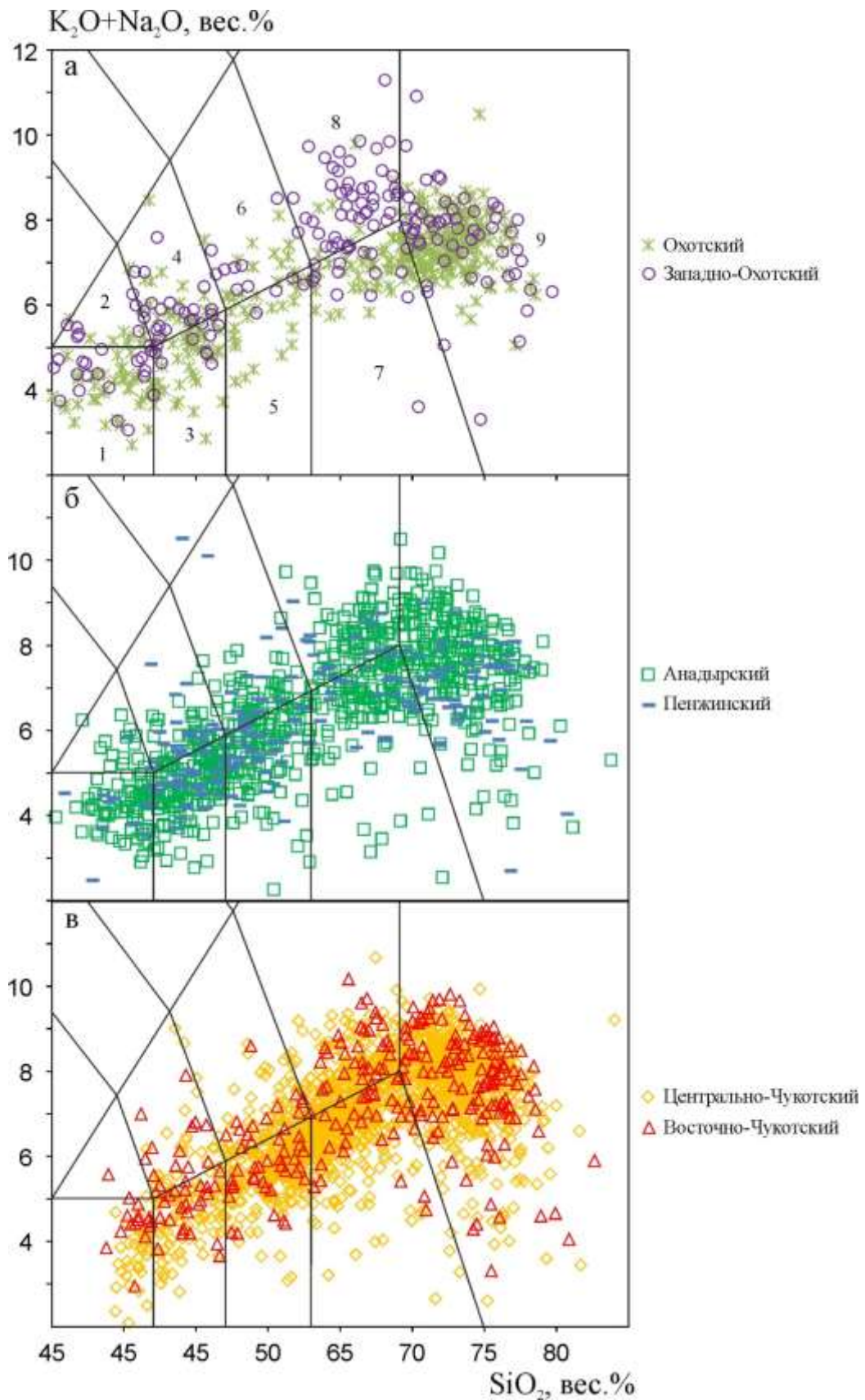
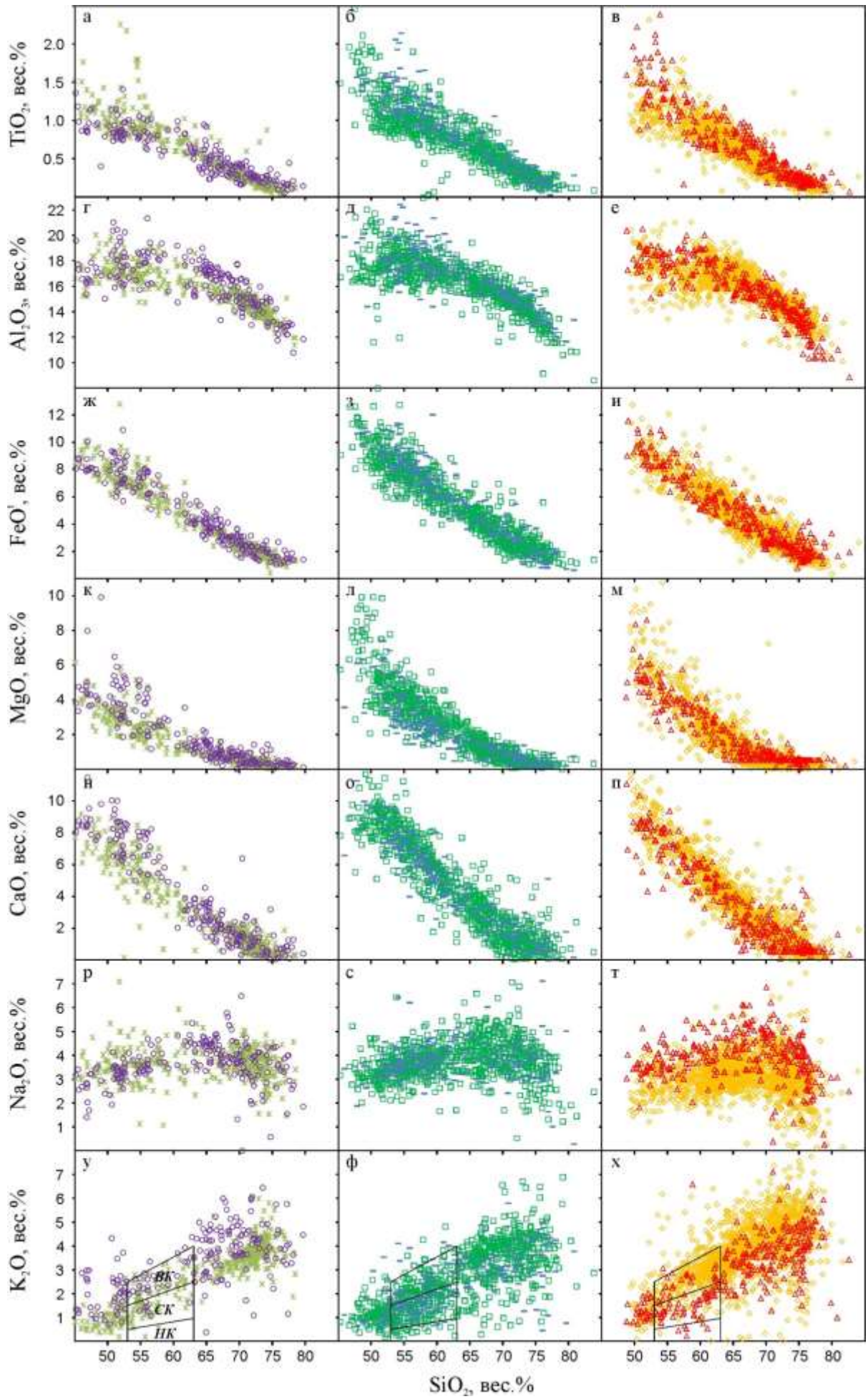


Рис. 5-13. Диаграмма TAS ($\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) для вулканитов различных сегментов ОЧВП (а – Охотского и Западно-Охотского, б – Пенжинского и Анадырского, в – Центрально- и Восточно-Чукотского). Поля составов по [Le Maitre, 1989]: 1 – базальты, 2 – трахибазальты, 3 – андезибазальты, 4 – трахиандезибазальты, 5 – андезиты, 6 – трахиандезиты, 7 – дациты, 8 – трахидациты и трахиты, 9 – риолиты и трахириолиты.



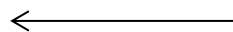


Рис. 5-14. Вариационные петрохимические диаграммы для вулканитов различных сегментов ОЧВП (левая колонка – Охотский и Западно-Охотский сегменты, средняя колонка – Пенжинский и Анадырский, правая колонка – Центрально- и Восточно-Чукотский). Поля составов на диаграммах у,ф, х: ВК – высококалиевые, СК – среднекалиевые, НК – низкокалиевые серии [Gill, 1981]. Прочие условные обозначения – см. рис. 5-13.

соответственно, высокие отношения K_2O/Na_2O выделяют Западно-Охотский сегмент и особенно – Центрально-Чукотский. Эти же сегменты, вместе с Восточно-Чукотским, характеризуются и наиболее высокой общей щелочностью. Примечательно, что повышение щелочности в указанных структурах ОЧВП наблюдается во всем диапазоне содержаний SiO_2 , от базальтов до риолитов. В выборке по Центрально-Чукотскому сегменту немало вулканитов с повышенными (около 1%) содержаниями P_2O_5 , гораздо более редких на остальных участках ОЧВП. Железистость базальтов и андезитов Охотского и Пенжинского сегментов немного выше средней по вулканическому поясу. В этих сегментах производные толеитовой серии значительно преобладают над продукты известково-щелочных магм (рис. 5-15а, б).

Вкрест простирания ОЧВП состав эффузивов изменяется менее значимо, чем вдоль простирания. Структурная и вещественная зональность вулканогенных комплексов, упоминаемая в некоторых публикациях [Белый, 1978; Котляр и др., 1981] связана, главным образом, с геохимическими различиями комплексов ОЧВП и Удско-Мургальской дуги, которые в 1960-е – 1970-е гг. рассматривались в составе единого вулканического пояса. Поэтому отмеченные в указанных работах закономерные изменения состава магм и морфологии вулканотектонических структур вкрест простирания ОЧВП обусловлены не столько пространственными, сколько временными факторами. В монографии Н.И.Филатовой [1988] отмечено, что в пределах Анадырского и Пенжинского сегментов от фронтальной части к тыловой возрастает средняя кремнекислотность вулканитов. При этом местами эта тенденция сменяется обратной: оливковые базальты с наименьшим содержанием кремнезема отмечены в тыловой зоне, в верховьях р. Пенжина [Филатова, 1988, стр. 85]. В целом, проявления зональности, поперечной к простиранию границы континент-океан, в ОЧВП выражены гораздо слабее, чем во многих прочих субдукционных магматических поясах [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997] – например, в вулканическом поясе Анд или на островах Японской дуги. В некоторых сегментах ОЧВП (Центрально-Чукотском и Западно-Охотском) признаки подобной зональности практически отсутствуют.

5.2.2. Элементы-примеси

Из публикаций, включающих рассмотрение вещественного состава вулканитов ОЧВП, лишь немногие [Захаров и др., 1986; Полин, Молл-Столцап, 1999; Акинин, Миллер, 2011; Kalinina, 2007; Tikhomirov et al., 2008, 2016; Pittarello et al., 2013] содержат сведения о

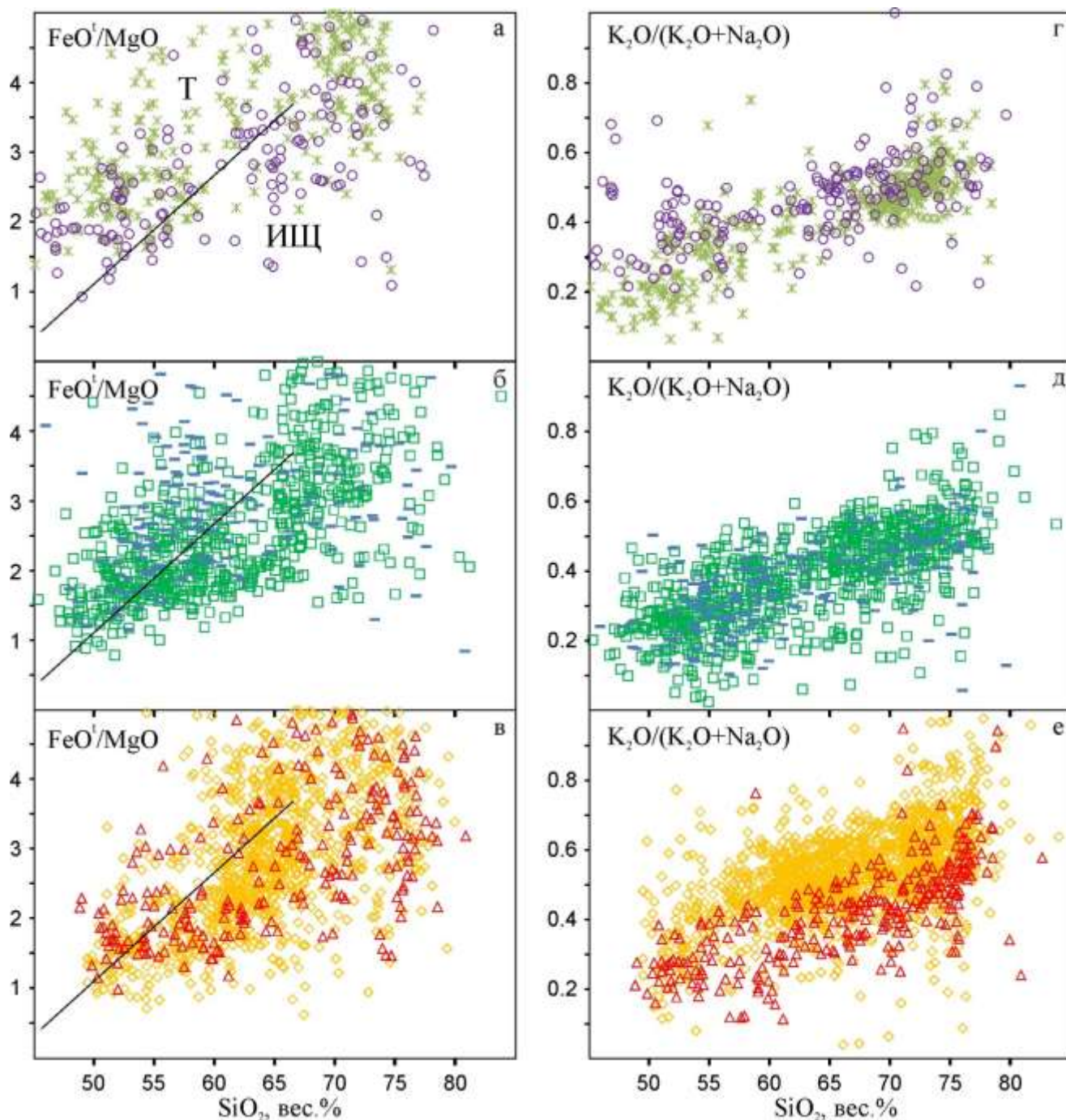


Рис. 5-15. Диаграммы SiO_2 – $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (а-в) и $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (г-е) для вулканитов различных сегментов ОЧВП. Поля составов на диаграммах а-в [Miyashiro, 1974]: Т – толеитовая серия, ИЩ – известково-щелочная серия. Прочие условные обозначения – см. рис. 5-13.

концентрациях относительно полного спектра несовместимых литофильных элементов, которые принято использовать при интерпретации состава магматических горных пород [Wilson, 1989; Best, Christiansen, 2001]. По этой причине фактическую базу для обобщений в масштабе всей вулканической провинции пока еще нельзя признать достаточной.

В данном разделе представлены результаты анализа 160 проб вулканитов ОЧВП, в которых определялись содержания всех редкоземельных элементов (за исключением Pm); анализы с неполным спектром РЗЭ исключены из рассмотрения. Использовались результаты,

полученные в следующих лабораториях: (1) лаборатория PML научного центра ISEI (Institute for Study of the Earth's Interior) при университете Окаяма (Мисаса, Япония) – 60 проб; (2) лаборатории Центров коллективного пользования в Институте земной коры СО РАН (Иркутск) и Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (Хабаровск) – 59 проб (материалы, любезно предоставленные В.В. Акининым и частично опубликованные [Акинин, Миллер, 2011]) (3) Институт проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов (ИПТМ) РАН, г. Черноголовка – 31 проба; (4) Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва) – 10 проб.

Указанные данные, за вычетом опубликованных результатов [Акинин, Миллер, 2011], включены в Приложение 1 вместе с результатами анализа магматических пород прочих меловых провинций Северо-Западной Пацифики. Семь проб представляют Паляваам-Пегтымельский магматический ареал (анализ выполнен в ISEI) и 33 пробы – Тытыльвеемский вулканоплутонический пояс (из них 4 пробы анализировались в ISEI и 29 – в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН).

Результаты, полученные в лабораториях ISEI и ИПТМ, сопоставлялись путем анализа контрольных проб. Анализ показал удовлетворительную сходимость результатов. Для большинства элементов-примесей расхождение не превышает 10% отн.; для Nb, Zr, Hf, Sm, Eu, Y составляет от 20 до 35%.

Ниже приведено описание методики подготовки проб и аналитических процедур, принятых в научном центре ISEI, где была проанализирована наибольшая партия образцов.

Методика аналитических исследований. Общее описание оборудования и организации процесса приведено в работе [Nakamura et al., 2003] (особо следует отметить меры для предотвращения возможного заражения проб, редко применяемые в отечественных научных заведениях). Первичное дробление проб осуществлялось в щековой дробилке, причем после каждого образца дробилка разбиралась и продувалась сжатым воздухом, а ее рабочие детали тщательно протирались спиртом. Система вентиляции и омывки водой позволяла избежать накопления пыли в помещении. Из подробленных до 3-5 мм образцов вручную удалялись осколки, включающие выветрелую поверхность образца. Оставшийся материал несколько раз промывался деионизированной водой в ультразвуковой ванне. После сушки пробы истирались в дисковом истирателе. Химическое разложение проб выполнено по двум схемам: (1) в смеси плавиковой и хлорной кислот (для последующего анализа на Rb, Sr, Y, Cs, Ba, REE, Pb, Th и U, а также для определения изотопных отношений Sr и Nd); (2) в плавиковой кислоте в тефлоновых капсулах (“бомбах”) в течение 4 суток при температуре 245°C – для анализа на высокозарядные элементы и изотопы Pb. Вторая схема предусматривает добавление раствора соли магния во избежание образования алюмофосфатов. Анализ проб на элементы-примеси

выполнен на установке ICP MS Agilent 7500cs. Относительная погрешность измерения концентраций не превышала 5% (в большинстве случаев – 3%).

Изотопные отношения Sr, Nd и Pb (см. раздел 5.2.3) измерялись на термоэмиссионных масс-спектрометрических установках (TIMS) Finnigan MAT261, Finnigan MAT262 и Triton TI в статическом мультиколлекторном режиме. Соответствующие процедуры описаны в статьях [Yoshikawa, Nakamura, 1993; Nakamura et al., 2003; Kuritani, Nakamura, 2003]. Определение изотопных отношений Hf выполнено на установке MC-ICP-MS (Finnigan, Neptune) по процедуре, описанной в [Lu et al., 2006]. Изотопные отношения Sr, Nd и Hf были нормализованы к значениям $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.7325$ во избежание ошибок, связанных с изотопным фракционированием в процессе анализа. Значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ определялись с учетом средних значений для стандартных образцов NIST SRM987 (0.710190) и PML Nd (0.511707, что соответствует 0.511863 стандарта La Jolla). Средние значения для стандартных образцов определялись для значительного периода, более двух лет. Отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ определялись с учетом соответствующих значений для стандартов JMC475 (0.282150 ± 6 , $n=9$) и JMC14375 (0.282187 ± 8 , $n=24$). Для упрощения сопоставления результатов отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ нормализованы к значению 0.282160. Средние значения отношений изотопов свинца для стандартного образца NIST SRM981 ($n=4$) составили: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.9423 \pm 10$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.5003 \pm 12$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.7270 \pm 56$. Все указанные погрешности соответствуют величине 2σ . Воспроизводимость результатов для Sr и Nd обычно составляла около 20 г/т, для Hf – около 10 г/т, для изотопов Pb – менее 150 г/т.

Результаты анализа

Расположение точек отбора проб в северной части ОЧВП, откуда взята большая часть материала для настоящей работы (Анадырский, Центрально- и Восточно-Чукотский сегменты), показано на рис. 5-16. Доступные данные по микроэлементному составу вулканитов ОЧВП сведены в Приложении 1 и на рис. с 5-17 по 5-19. Для сравнения на диаграммах показаны средний состав базальтов океанических островов [OIB; Sun, McDonough, 1989] и поле составов андезитов вулканического пояса Анд (95% от 590 анализов из всех трех его сегментов – Северного, Центрального и Южного). Данные по породам Андского пояса заимствованы из базы геохимических данных GEOROC, доступной по Интернет-адресу <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>. Результаты, полученные для основных/средних и кремнекислых пород, излагаются отдельно в связи с их существенными петрогенетическими различиями – и в отношении предполагаемых источников, и в отношении геохимической эволюции магм. Во избежание перегрузки диаграмм и для иллюстрации зональности вулканического пояса данные

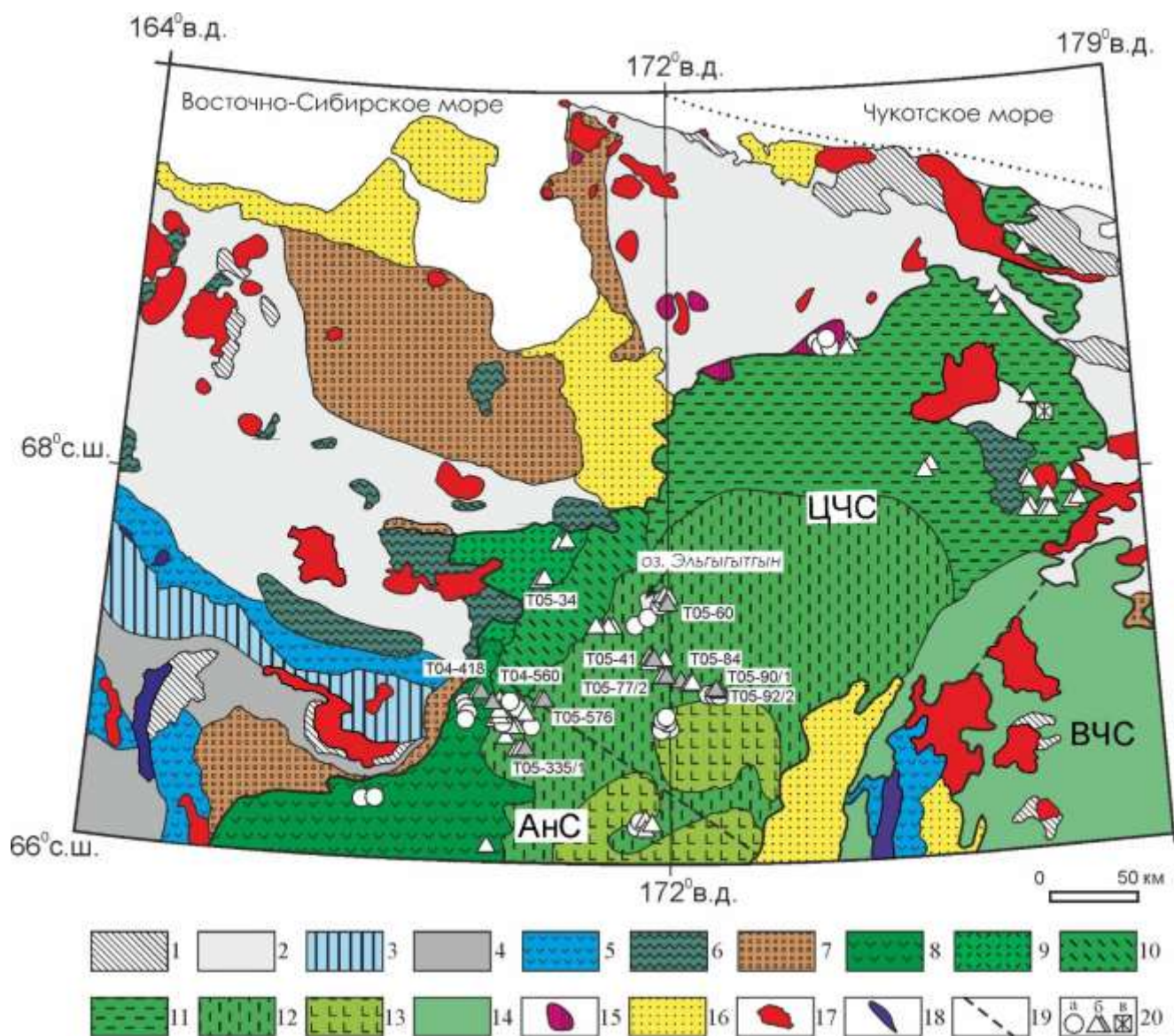


Рис. 5-16. Схема геологического строения северной части ОЧВП и сопредельных структурных зон, с указанием точек отбора проб для анализа содержаний элементов-примесей и микронзондовых исследований. Составлена с использованием комплекта геологических карт масштаба 1:500 000 [Варламова и др., 2004ф] и геохронологических данных, представленных в главе 3 настоящей работы. 1 – выходы комплексов палеозоя; 2 – осадочные комплексы пассивной окраины Чукотского микроконтинента (пермь – триас); 3 – Южно-Анойская сутурная зона; 4 – комплексы Олойской зоны; 5 – фрагменты позднеюрско-раннемеловых островных дуг; 6 – раннемеловые континентальные вулканиты субдукционной или постколлизийной природы; 7 – позднеюрско-раннемеловые син- и постколлизийные осадочные комплексы; 8-14 – ОЧВП, возраст толщ: 8-9 – 106-98 млн лет (8 – "нижние андезиты", 9 – кремнекислые породы); 10 – 94-91 млн лет; 11 – 89-87 млн лет; 12 – 85.5-84 млн лет; 13 – "верхние базальты", 79-74(?) млн лет; 14 – территория, для которой имеющихся данных недостаточно для разделения продуктов разных стадий формирования ОЧВП; 15 – вулканиты Чаунской магматической провинции (см. раздел 3.5.5); 16 – рыхлые осадки позднекайнозойских впадин; 17 – гранитоидные и габбро-гранитоидные плутоны; 18 – офиолитовые ультрабазиты; 19 – границы сегментов ОЧВП (АНС – Анадырский, ЦЧС – Центрально-Чукотский, ВЧС – Восточно-Чукотский); 20 – точки отбора образцов для петролого-геохимических исследований: а – основные и средние вулканиты, б – кремнекислые вулканиты (серой заливкой выделены образцы для микронзондового исследования, указаны их номера – см. раздел 5.3), в – дайка позднемеловых монцодиорит-порфиров.

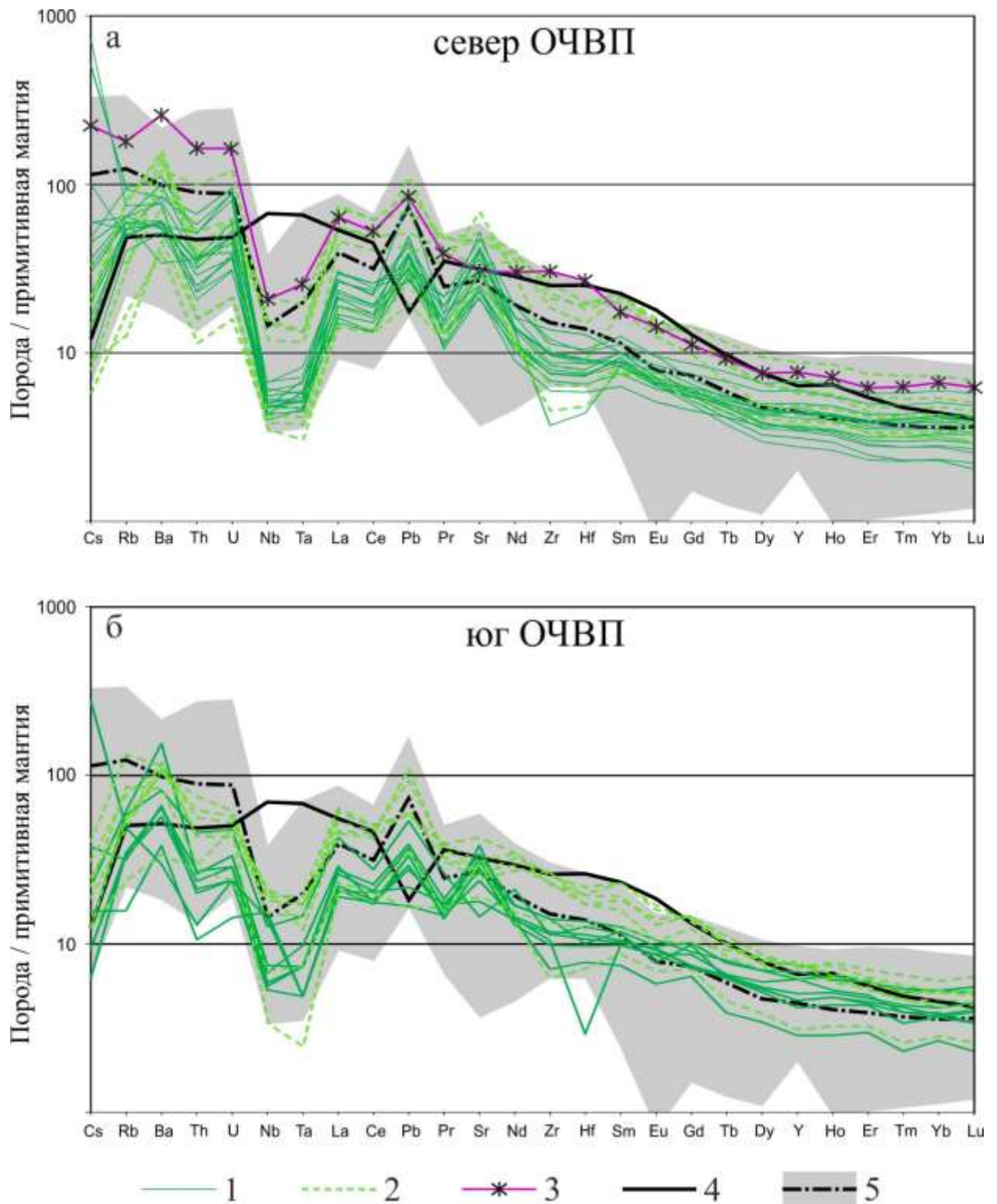


Рис. 5-17. Мультиэлементные диаграммы для средних и основных вулканитов ОЧВП (а – северная часть, данные автора и Е.А. Калининой [2007]; б – южная часть, данные [Акинин, Миллер, 2011]). Результаты анализов нормированы на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. 1 – породы возрастом от 106 до 83 млн лет (главная группа); 2 – "верхние базальты", 79-74 млн лет; 3 – дайка монцодиорит-порфиров из северной части Центрально-Чукотского сегмента (см. текст и рис. 5-16); 4 – состав OIB [Sun, MsDonough, 1989]; 5 – поле состава и средний состав андезитов вулканического пояса Анд (данные базы GEOROC, n=590).

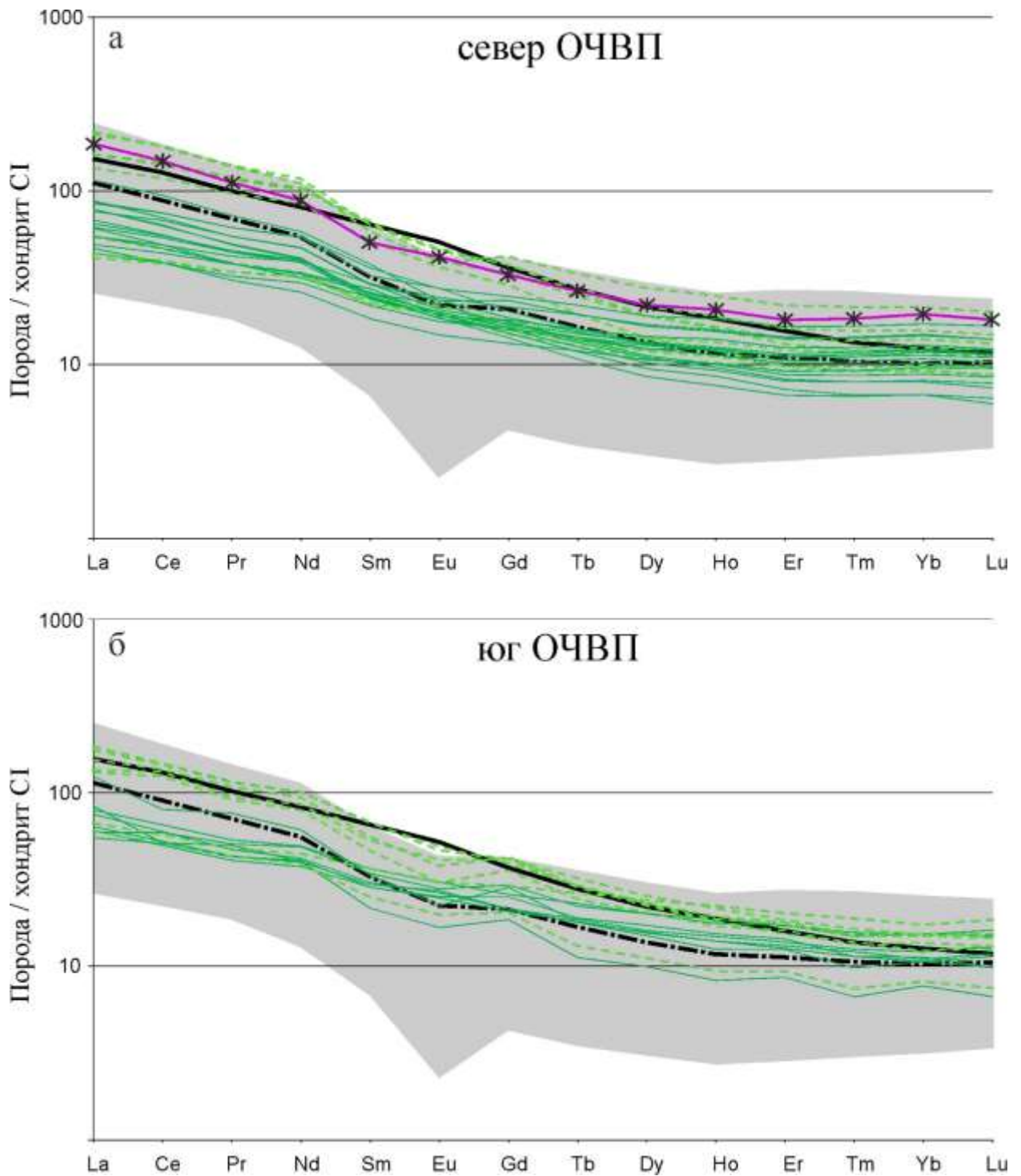


Рис. 5-18. РЭЭ-диаграммы для средних и основных вулканитов ОЧВП (а – северная часть, данные автора и Е.А. Калининой [2007]; б – южная часть, данные [Акинин, Миллер, 2011]). Результаты анализов нормированы на состав хондрита CI [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначения – см. рис. 5-17.

для северной части (Анадырский, Централно- и Восточно-Чукотский сегменты) и южной части ОЧВП (Западно-Охотский и Охотский сегменты) представлены на разных диаграммах.

Основные и средние породы ОЧВП обладают всеми главными геохимическими признаками субдукционных магматических образований [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997]: (1) повышенными отношениями LILE/REE (например, отношение Ba/La варьирует в

интервале 11-57 против 10.2 в хондрите CI^*) и LILE/HFSE (Ba/Nb – от 21 до 244 против 9.8 в хондрите); (2) отчетливым минимумом содержаний Ta и Nb; (3) обогащением Pb относительно элементов с близким коэффициентом распределения. Магмы ОЧВП обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 5-18) при вариациях La/Yb отношения от 4.6 до 22. Базальты и андезиты Охотско-Чукотского пояса геохимически сходны с соответствующими породами Андийского пояса, отличаясь лишь отсутствием вулканитов, резко обедненных Sr, Eu и тяжелыми РЗЭ (рис. 5-17, 5-18).

Для большей части наблюдаемого разреза ОЧВП (за исключением “верхних базальтов”) полученные данные не позволяют обнаружить какие-либо признаки устойчивых временных вариаций микроэлементного состава магм. Долговременные тенденции в эволюции магм, если таковые в действительности имеют место, маскируются петрографической изменчивостью стратонов (рис. 2-37, 3-1). Единственным достоверно установленным проявлением эволюции мантийных магм ОЧВП является специфический состав некоторых “верхних базальтов”. Десять из 15 изученных образцов пород этой возрастной группы, сохраняя все перечисленные выше общие черты субдукционных образований, обогащены всеми несовместимыми элементами в сравнении с прочими изученными породами той же кремнекислотности. На диаграммах La – La/Sm и Zr/Hf – Nb/Ta (рис. 3-19а, б) точки “верхних базальтов” образуют группу, обособленную от прочих вулканитов ОЧВП. В большинстве изученных образцов “верхних базальтов” отношение Nb/Ta превышает значение, свойственное хондритам* (17.6), а более древние эффузивы характеризуются преимущественно субхондритовыми значениями. Вместе с тем, при явной геохимической специфике, третья часть изученных “верхних базальтов” (5 из 15 образцов) не несет сколь-либо выраженных признаков происхождения из обогащенного источника, и трудно отличима от остальных базитов ОЧВП.

Несколько неожиданным оказалось *отсутствие явных признаков поперечной к простиранию вулканического пояса геохимической зональности, типичной для многих субдукционных магматических систем* [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997]. По крайней мере, существование подобной зональности не подтверждается образцами, представляющими фронтальную и тыловую зоны ОЧВП в Анадырском и Центрально-Чукотском сегментах, и в том числе образцами, отобранными в ходе маршрута, пересекающего ОЧВП вкост простирания (рис. 3-13).

При отсутствии явных свидетельств поперечной зональности, ОЧВП обнаруживает вполне очевидные признаки зональности *продольной*. К известным петрохимическим различиям сегментов (см. раздел 5.2.1) теперь можно добавить некоторые различия, выраженные в содержаниях несовместимых литофильных элементов-примесей. Важным

* Здесь и далее использован средний состав хондритов CI из работы [Sun, McDonough, 1989].

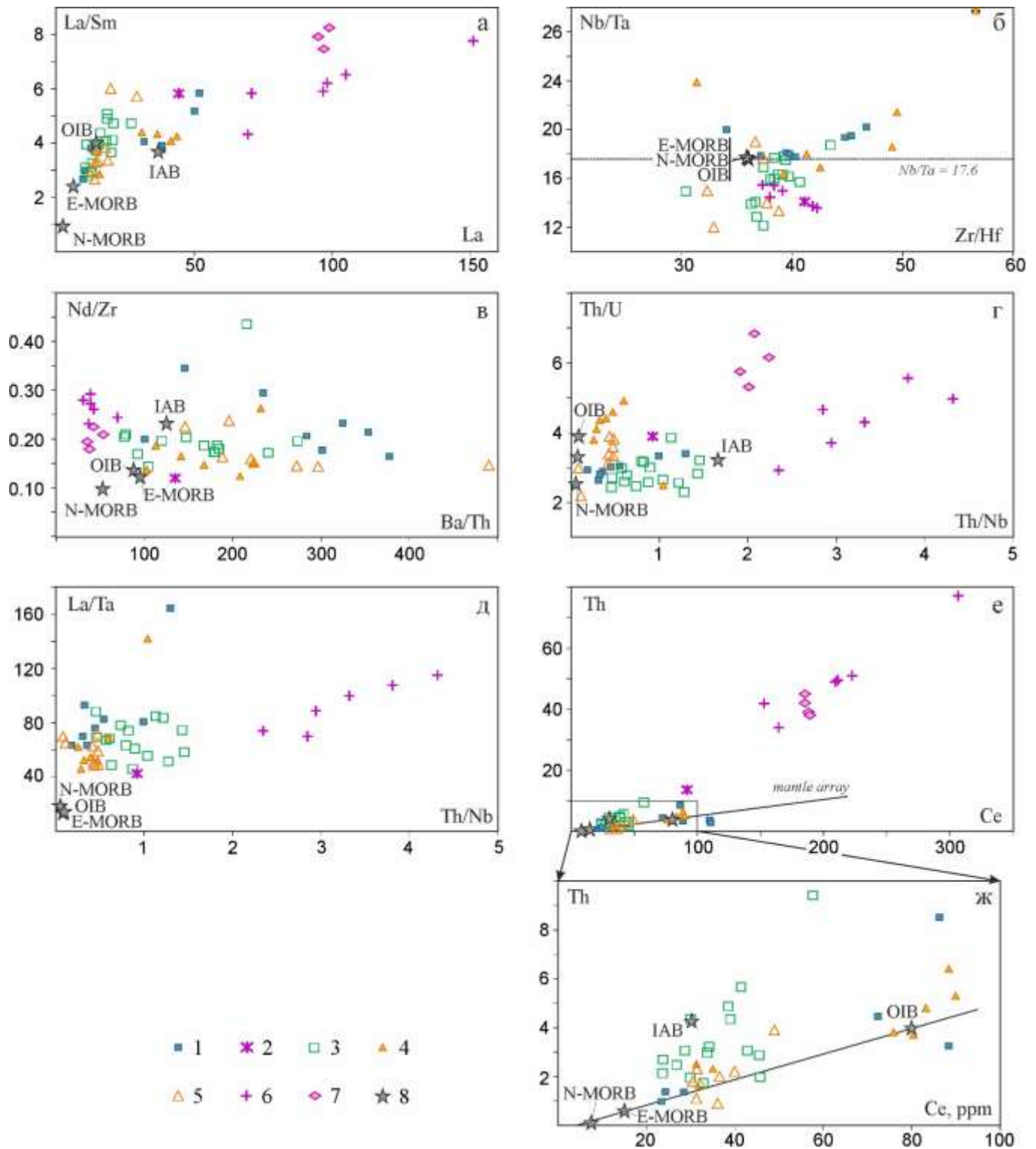


Рис. 5-19. Геохимические диаграммы для пород ОЧВП и Чаунской магматической провинции. Содержания элементов-примесей – в г/т. 1-5 – основные и средние вулканиты ОЧВП: 1-3 – северная часть (1 – "верхние базальты", 2 – дайка монцодиорит-порфиров, 3 – прочие); 4-5 – южная часть [Акинин, Миллер, 2011] (4 – "верхние базальты", 5 – прочие); 6-7 – породы Чаунской магматической провинции (см. раздел 3.5.5): 6 – вулканиты этчикуньской свиты, 7 – гранитоиды чукотского комплекса [Ефремов и др., 2008]; 8 – эталонные составы (OIB, N-MORB, E-MORB – по [Sun, McDonough, 1989], IAB – по [McCulloch, Gamble, 1991]).

обстоятельством является возможность сравнить группы пород, близких по кремнекислотности, что позволяет ограничить влияние фракционирования и контаминации магм и выявить особенности состава родоначальных расплавов. При общем взаимном сходстве всех базальтов и андезитов ОЧВП (рис. 5-17) на ряде диаграмм, например, Th/Nb – La/Ta, La – La/Sm, Th/Nb – Th/U (рис. 5-19а, г, д), вулканы Западно-Охотского, Охотского и Анадырского сегментов занимают отдельные поля. Точки пород Охотского сегмента тяготеют к линии мантийной корреляции, соединяющей точки N-MORB, E-MORB и OIB, а породы прочих сегментов могут показывать значимые отклонения от этой линии (как правило, в сторону усиления “субдукционных” показателей – повышенных значений Th/La, Nd/Zr и пр.).

Большинство изученных образцов из Центрально-Чукотского сегмента оказались геохимически сходны с образцами из Анадырского сегмента, несмотря на хорошо выраженные различия этих структур в содержании петрогенных элементов (рис. 5-13 – 5-15). Возможно, причина этого сходства в том, что в изученной выборке Центрально-Чукотский сегмент представлен, главным образом, образцами из его южной части, и точки отбора проб расположены недалеко от границы с Анадырским сегментом (рис. 5-16). В северной части Центрально-Чукотского сегмента взяты лишь несколько образцов монцодиорит-порфиров, образующих дайки, которые секут весь наблюдаемый разрез ОЧВП [Целоусов и др., 1992ф]. Эти породы резко отличаются от всех прочих вулкаников Охотско-Чукотского пояса повышенным содержанием крупноионных элементов и относительным обогащением Zr и Hf (рис. 5-17а, 5-19е). Геохимическими и изотопными (см. далее) характеристиками указанные монцодиорит-порфиры близки магматитам пространственно сопряженной Чаунской провинции (см. раздел 3.5.5), хотя во времени их разделяют около 20 млн лет и весьма крупное магматическое событие – формирование ОЧВП.

“Верхние базальты”, подобно прочим базальтам и андезитам ОЧВП, тоже проявляют признаки пространственной зональности. Разница в составе “верхних базальтов” различных сегментов вулканического пояса сопоставима с отличиями “верхних базальтов” в целом от более древних базитов ОЧВП (рис. 5-19, 5-23). На общем фоне выделяются “верхние базальты” Западно-Охотского сегмента (хакаринская свита), обедненные Ta и Nb в сравнении с прочими одновозрастными базитами ОЧВП (рис. 5-23г) и, таким образом, в полной мере сохраняющие геохимические признаки субдукционных магм.

В целом можно заключить, что наиболее выраженные временные изменения состава магм ОЧВП произошли с началом излияний “верхних базальтов”. До этого момента (т.е. на протяжении почти 30 млн лет) временные вариации состава пород выражены гораздо слабее пространственных, связанных с геохимической спецификой различных сегментов вулканического пояса.

Кремнекислые породы ОЧВП. Интерпретация содержаний элементов-примесей в кремнекислых породах нередко осложнена тем, что большинство элементов, в базитовых магмах ведущих себя как несовместимые, в кислых магмах характеризуются гораздо более высокими коэффициентами распределения [напр., Nash, Crecraft, 1985]. Поэтому отношения содержаний элементов могут значительно изменяться в ходе фракционной кристаллизации и, следовательно, не являются бесспорными показателями особенностей родоначальных магм. Обилие акцессорных фаз, в разной мере концентрирующих элементы LILE, HFSE, LREE и HREE групп, весьма усложняет расчет валового коэффициента распределения. Наконец, количество экспериментальных работ, посвященных оценке коэффициентов распределения элементов в кремнекислых магматических системах, значительно уступает таковому для базитовых магм.

Несмотря на указанные обстоятельства, вариации состава кремнекислых вулканитов Охотско-Чукотского пояса не являются беспорядочными (рис. 5-20, 5-21). Прежде всего, очевидно общее сходство состава кислых и средних/основных пород: риолитам и дацитам ОЧВП свойственны те же признаки связи с субдукционной магматической системой, что и базитам (Ta-Nb минимум, Pb максимум, обогащение LILE относительно HFSE и REE). Распределение содержаний при этом близко к среднему для верхней континентальной коры [по оценкам Rudnick, Gao, 2004]. Как и для базитов ОЧВП, для кремнекислых толщ на данном уровне исследования не удалось выявить какие-либо устойчивые временные вариации состава магм. Зональность, поперечная к простиранию вулканического пояса, выражена весьма неотчетливо. Слабые признаки зональности этого рода выявлены лишь в южной части Центрально-Чукотского сегмента: здесь среднее содержание всех несовместимых элементов более или менее уверенно снижается от тыловой части вулканического пояса к фронтальной (рис. 5-20а), и при этом несколько увеличивается относительное обеднение средними РЗЭ (рис. 5-21а, 5-22а).

Кремнекислые вулканиты разных сегментов ОЧВП значительно различаются содержаниями и отношениями содержаний элементов-примесей (рис. 5-20, 5-21), подтверждая положение о продольной геохимической зональности данной вулканической провинции. Северная часть Центрально-Чукотского сегмента выделяется повышенными содержаниями почти всех несовместимых литофильных элементов, за исключением Ba, Sr и Eu, которым, за редкими исключениями, соответствуют глубокие минимумы содержаний (рис. 5-20а, 5-21а). Вулканиты южной части Центрально-Чукотского сегмента уже не столь обогащенные; по составу они представляют переход к породам Анадырского сегмента, еще более обедненным (рис. 5-20а, б). В Охотском сегменте состав кремнекислых вулканитов близок к среднему по ОЧВП и по верхней континентальной коре, но отличается повышенными содержаниями тяжелых РЗЭ (и,

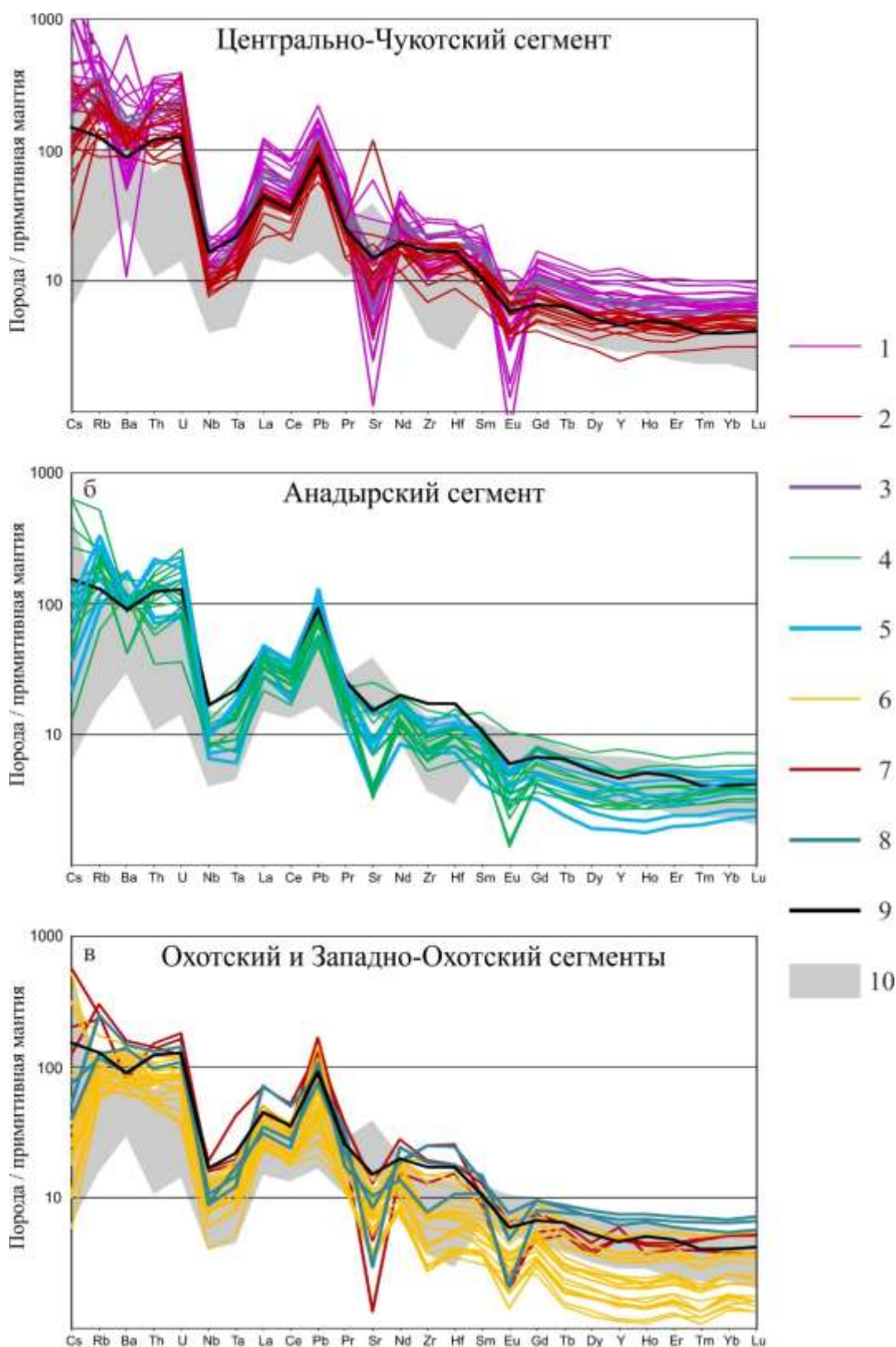


Рис. 5-20. Мультиэлементные диаграммы для кремнекислых вулканитов различных сегментов ОЧВП: а – Центрально-Чукотского, б – Анадырского (данные автора и Е.А. Калининой [2007]), в – Охотского и Западно-Охотского [Акинин, Миллер, 2011]. Результаты анализов нормированы на состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. 1-3 – Центрально-Чукотский сегмент (1 – северная часть, 2 – южная часть, фронтальная зона, 3 – южная часть, тыловая зона); 4-5 – Анадырский сегмент (4 – тыловая зона, 5 – фронтальная зона); 6-7 – Западно-Охотский сегмент (6 – северная часть, 7 – южная часть); 8 – Охотский сегмент; 9 – средний состав верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2004]; 10 – поле состава средних и основных вулканитов ОЧВП (за исключением "верхних базальтов").

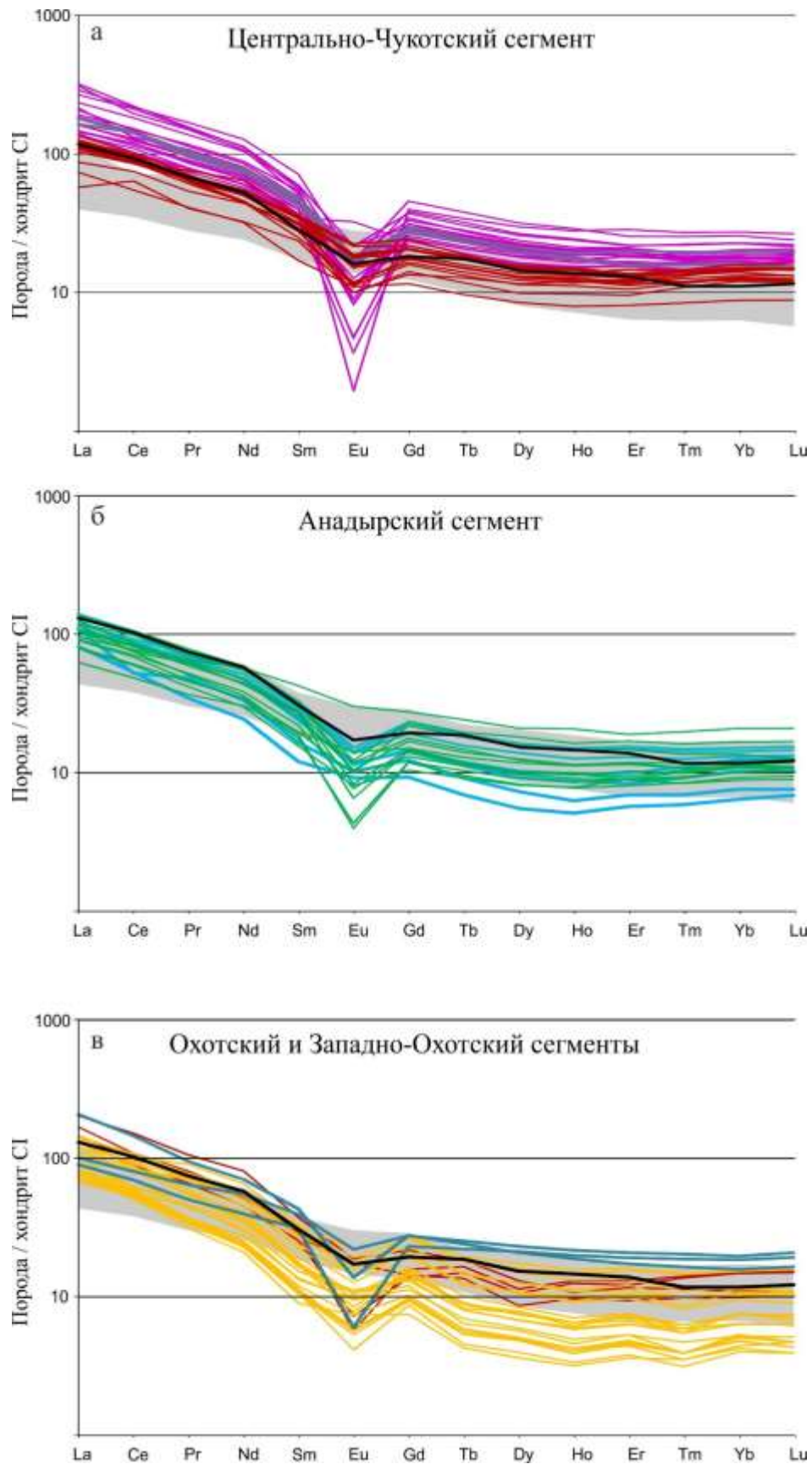


Рис. 5-21. РЗЭ-диаграммы для кремнекислых вулканитов различных сегментов ОЧВП: а – Центрально-Чукотского, б – Анадырского (данные автора и Е.А. Калининой [2007]), в – Охотского и Западно-Охотского [Акинин, Миллер, 2011]. Результаты анализов нормированы на состав хондрита CI [Sun, McDonough, 1989]. Условные обозначени – см. рис. 5-20.

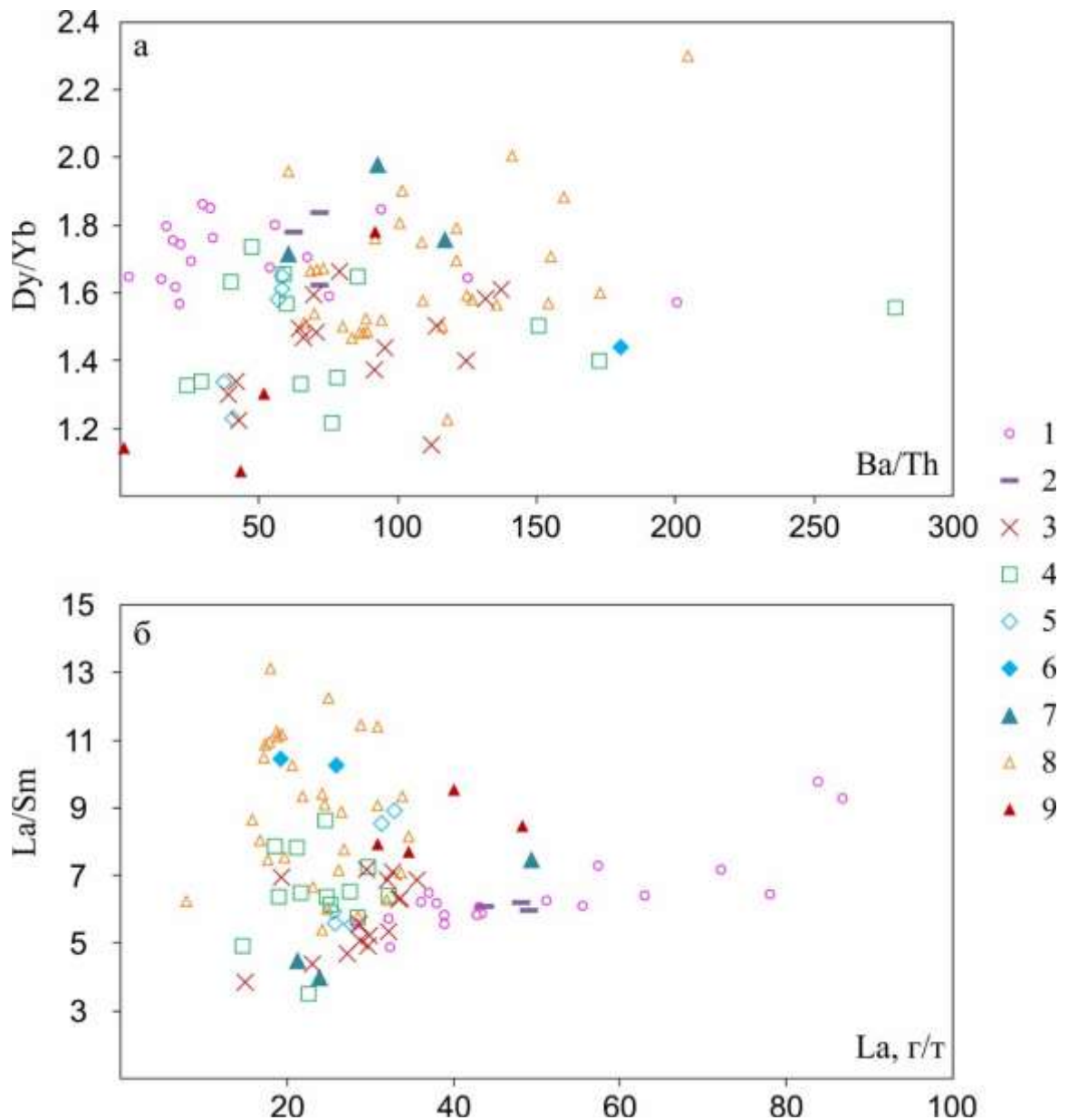


Рис. 5-22. Диаграммы Ba/Th – Dy/Yb (а), La – La/Sm (б) для кремнекислых вулканитов различных сегментов ОЧВП. 1-3 – Центрально-Чукотский сегмент (1 – северная часть; 2 – южная часть, тыловая зона; 3 – южная часть, фронтальная зона); 4-6 – Анадырский сегмент (4 – тыловая зона; 5 – фронтальная зона, бассейн р. Чинейвеем; 6 – фронтальная зона, бассейн р. Убиенка); 7 – Охотский сегмент; 8-9 – Западно-Охотский сегмент (8 – северная часть, 9 – южная часть).

соответственно, пониженными значениями La/Yb). Западно-Охотский сегмент немного обеднен в сравнении с Охотским, особенно в отношении тяжелых РЗЭ (рис. 5-20в, 5-21в). Кислые вулканиты из южной части Западно-Охотского сегмента несколько обогащены по сравнению с породами из северной части того же сегмента, при сравнительном обеднении Ba, Sr и средними РЗЭ (рис. 5-20в, 5-21в, 5-22). Различия между кислыми вулканитами разных сегментов ОЧВП и внутренние геохимические неоднородности сегментов наиболее заметны на диаграммах Ba/Th – Dy/Yb и La – La/Sm (рис. 5-22).

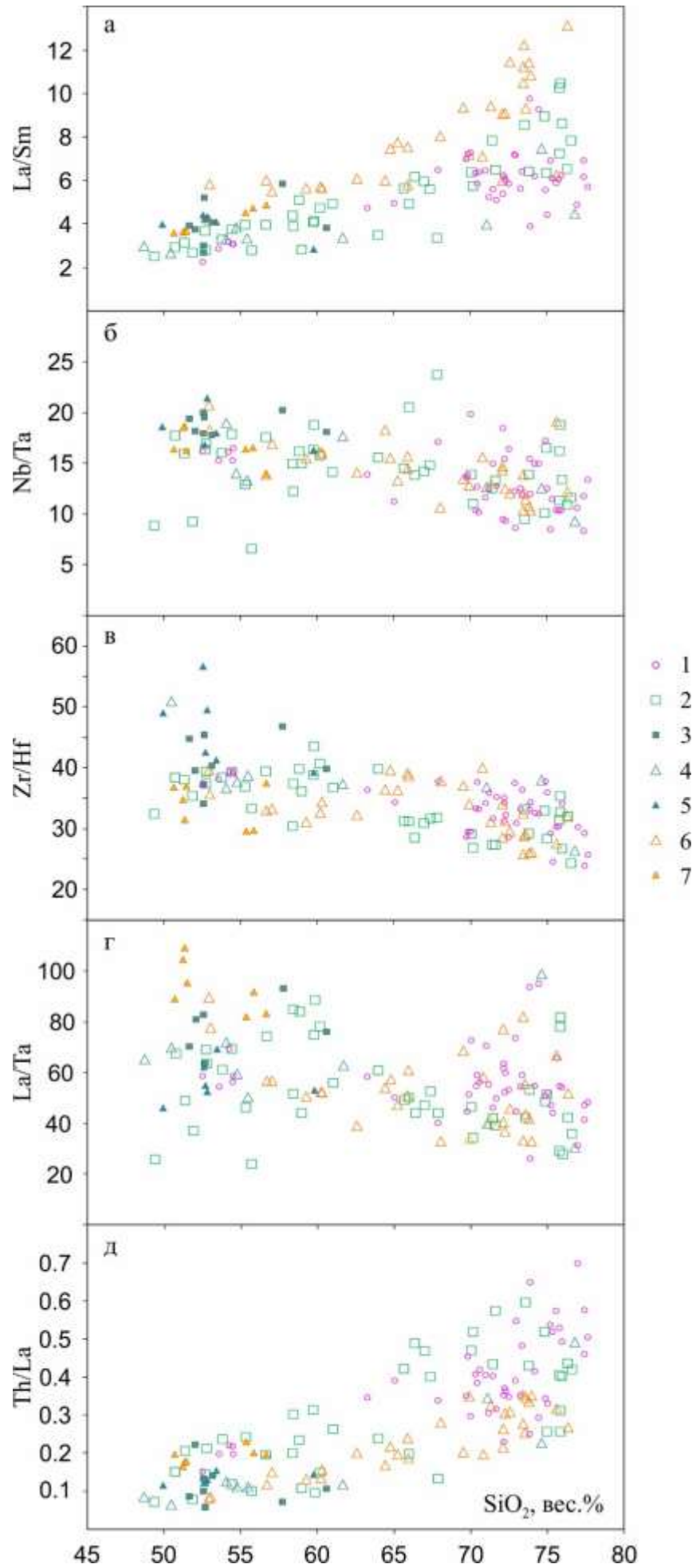


Рис. 5-23. Диаграммы, иллюстрирующие связь отношений La/Sm (а), Nb/Ta (б), Zr/Hf (в), La/Ta (г) и Th/La (д) с содержанием SiO₂ в вулканитах различных сегментов ОЧВП. Сегменты: 1 – Центральнo-Чукотский; 2-3 – Анадырский (2 – нижняя и средняя часть разреза; 3 – "верхние базальты"), 4-5 – Охотский (4 – нижняя и средняя часть разреза; 5 – "верхние базальты"); 6-7 – Западно-Охотский (6 – нижняя и средняя часть разреза; 7 – "верхние базальты").

Многие геохимические особенности сегментов ОЧВП проявляются в составе и кислых, и основных пород. Например, вулканиты Западно-Охотского сегмента, независимо от их кремнекислотности, отличаются от пород остальных сегментов повышенными отношениями La/Sm (рис. 5-23а) и пониженными Th/La (рис. 5-23д). В масштабе всего ОЧВП отношения несовместимых элементов с близкими значениями коэффициентов распределения (Nb/Ta, La/Sm, Zr/Hf, La/Ta, Th/La) изменяются с кремнекислотностью вулканитов (рис. 5-23), что можно рассматривать как признак химической гетерогенности источников магм. Вопросы петрогенезиса Охотско-Чукотского пояса рассмотрены в разделе 5.2.4.

5.2.3. Изотопные системы Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf

Данные об изотопном составе вулканитов ОЧВП, полученные Е.А.Калининой [2007] на оборудовании научного центра ISEI (Мисаса, Япония) по образцам автора настоящей работы, представлены в Приложении 1 и на диаграммах (рис. с 5-24 по 5-27). Методика аналитических исследований описана в разделе 5.2.2. Для представительности на диаграммах отображены данные из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Pittarello et al., 2013; Rowe, 1998]. Анализируемая выборка включает сведения по всем сегментам ОЧВП, кроме Пенжинского. В обзор также включены изотопные составы некоторых позднеюрско-раннемеловых комплексов основания ОЧВП: момолтыкичской свиты Удско-Мургальского пояса [Акинин, Миллер, 2011], пород Паляваам-Пегтымельского ареала (раздел 3.5.3), тытыльвеемской свиты одноименного вулканического пояса Западной Чукотки (раздел 3.5.4), этчикуньской свиты Чаунской магматической провинции (раздел 3.5.5). Для корректного сопоставления разновозрастных комплексов все изотопные отношения пересчитаны на возраст 75 млн лет, и именно эти значения упоминаются далее в тексте. На рис. 5-24 – 5.26 точечными символами показаны только данные по вулканитам ОЧВП, полученные по образцам автора настоящей работы, а все прочие результаты – контурами полей. Также во избежание перегрузки диаграмм, каждая из них представлена дважды в одном и том же масштабе – для пород среднего/основного и кремнекислого состава. Анализ диаграмм позволяет отметить следующее:

1. Источники магм ОЧВП включают как истощенный материал с изотопным составом MORB-типа, так и относительно обогащенный, по составу подобный мантийным источникам типа ЕМІ и ЕМІІ или материалу континентальной коры. Тренды, наблюдаемые на изотопных диаграммах, свидетельствуют о гетерогенности источника магм. Эта гетерогенность, однако, не связана с одним лишь смешением производных коры и мантии, поскольку точки кислых и

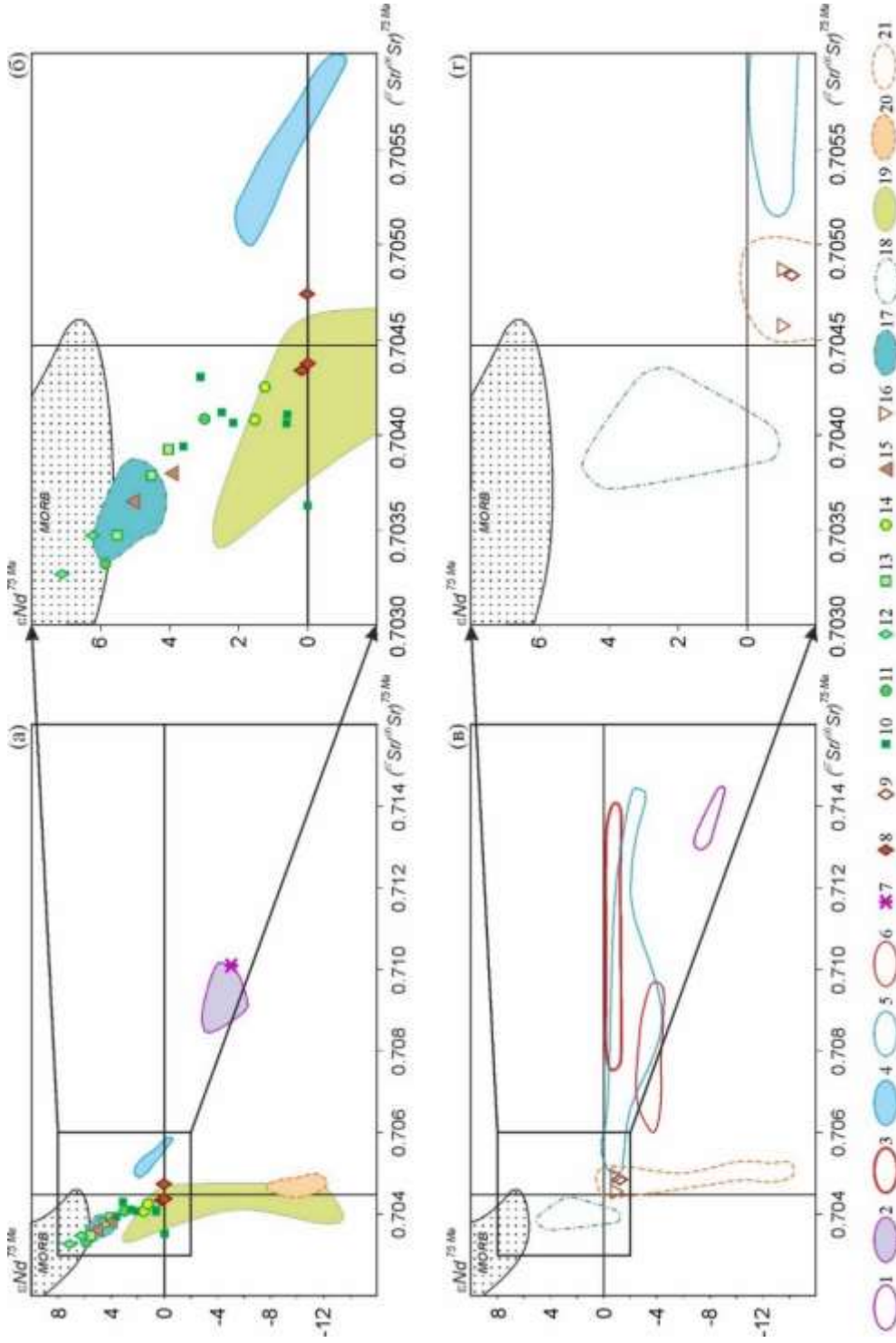


Рис. 5-24. Диаграммы $^{87}Sr/^{86}Sr - \epsilon_{Nd}$ для вулканитов ОЧВП и некоторых магматических комплексов фундамента (а, б – породы среднего и основного состава, в, г – кремнекислого состава). Изотопные отношения пересчитаны на возраст 75 млн лет. Точечными символами показаны результаты анализов, представленные в Приложении 1, контурами – данные из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Ефремов и др., 2010; Rowe, 1998; Tikhomirov et al., 2008, 2016]. Поле MORB по [Dyre, Allegre, 1980; Cohen et al., 1980; White, Hofmann, 1982].

1-2 – породы Чаунской магматической провинции: 1 – гранитоиды чукотского комплекса, 2 – вулканиты этчикуньской свиты; 3 – породы Паляваам-Петгымельского ареала. Сегменты ОЧВП: 4-5 – Восточно-Чукотский; 4 – средние/основные, 5 – кислые; 6-11 – Централно-Чукотский: 6-7 – северная часть (6 – кислые вулканиты, 7 – дайка поздних монцодиоритов); 8-10 – южная часть (8 – средние/основные нижней части разреза, 9 – кислые; 10 – "верхние базальты"); 11-16 – Анадырский: 11-14 – тыловая зона, снизу вверх по разрезу (см. раздел 3.5.1, рис. 3-19): 11 – саламихинская свита, 12 – вилковская свита; 13 – мечкеревская толща, 14 – коваленковская толща; 15-16 – фронтальная зона (15 – средние/основные, 16 – кислые); 17-19 – Охотский (17 – средние/основные нижней части разреза, 18 – кислые, 19 – "верхние базальты"); 20-21 – Западно-Охотский сегмент (20 – средние/основные, 21 – кислые).

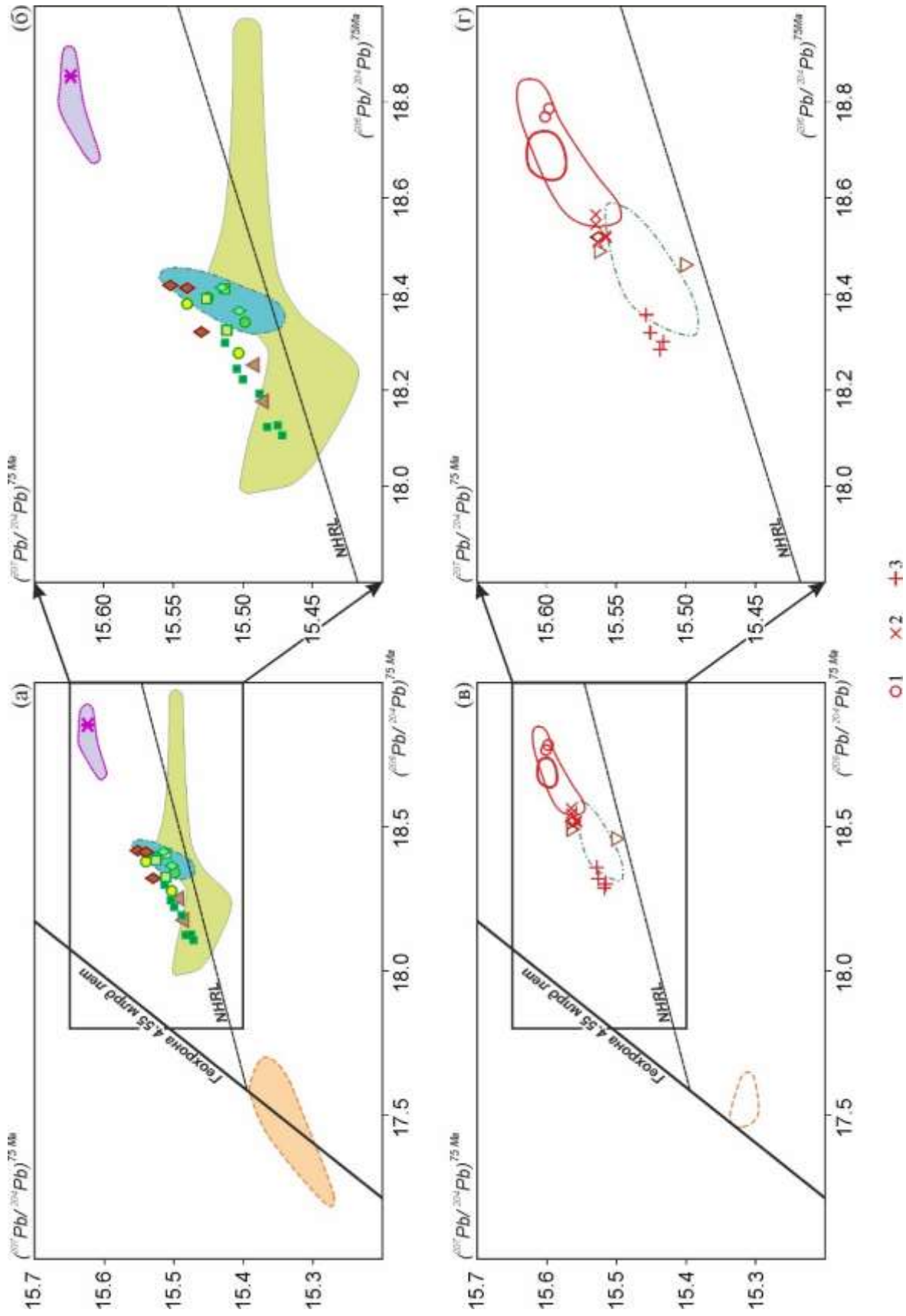


Рис. 5-25. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканитов ОЧВП и некоторых магматических комплексов фундамента (а, б – породы среднего и основного состава, в, г – кремнекислого состава). Изотопные отношения пересчитаны на возраст 75 млн лет. Точечными символами показаны результаты анализов, представленные в Приложении 1, контурами – данные из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Tikhonigov et al., 2008, 2016]. 1-3 – кремнекислые вулканиты южной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП: 1 – тыловая зона, р. Лелювсем; 2 – граница тыловой и фронтальной зон, р. Угаткын; 3 – фронтальная зона, р. Энмываам. Прочие условные обозначения – см. рис. 5-24.

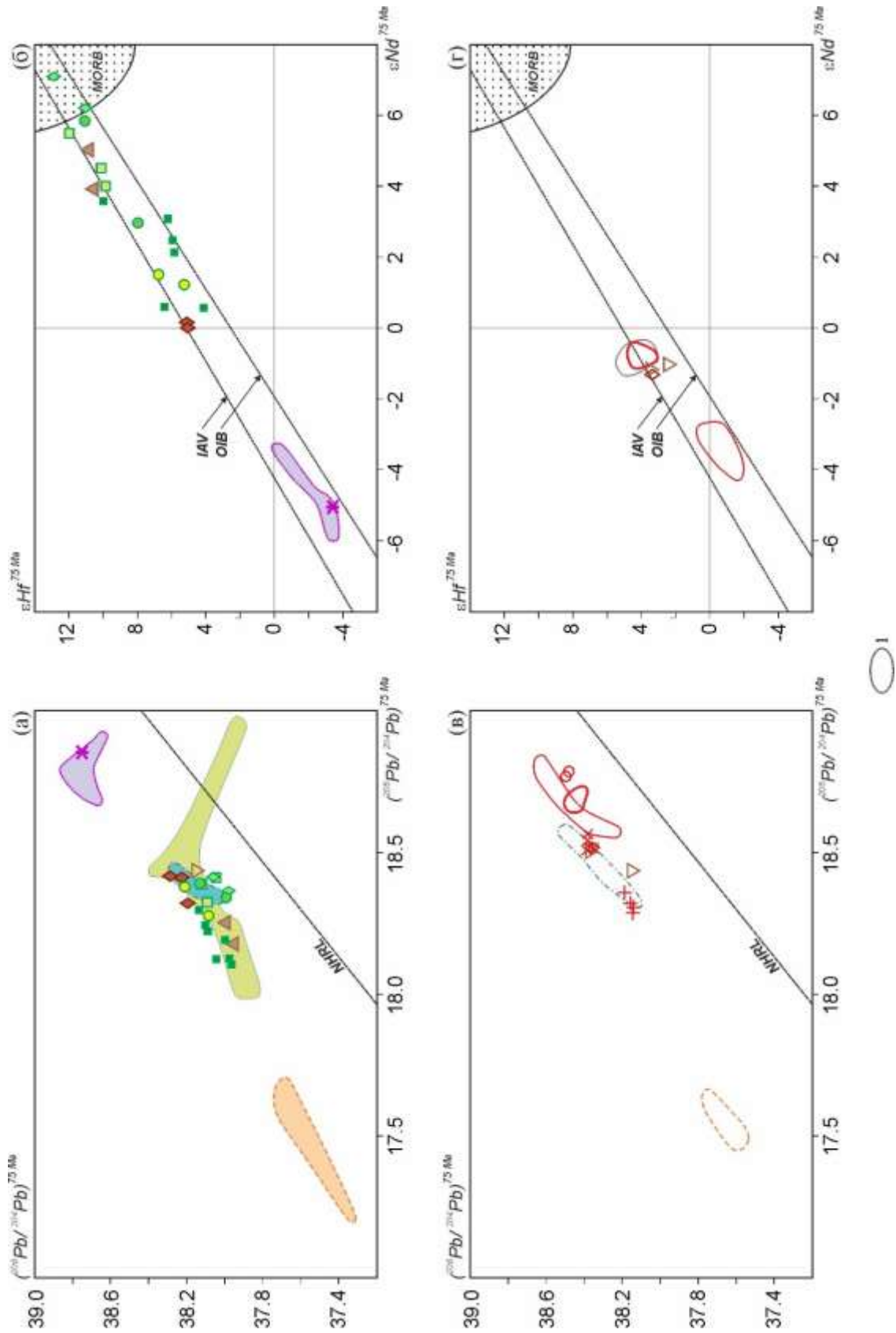


Рис. 5-26. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Hf}$ для вулканитов ОЧВП и некоторых магматических комплексов фундамента (а, б – породы среднего и основного состава, в, г – кремнекислого состава). Изотопные отношения пересчитаны на возраст 75 млн лет. Точечными символами показаны результаты анализов, представленные в Приложении 1, контурами – данные из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Tkhotimov et al., 2008, 2016; Pittarello et al., 2015].
 1 – кремнекислые вулканиты южной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП (район оз. Эльгыгытгын). На рис. б, г пунктиром показаны тренды внутриплитных (OIB) и островодужных (IAV) мантийных магм [Vervoort et al., 1999]. Прочие условные обозначения – см. рис. 5-24, 5-25.

основных пород часто располагаются вперемешку, а не группируются у разных окончаний трендов.

2. Разница между породами различных сегментов ОЧВП в изотопных отношениях проявляется яснее, чем в содержаниях химических элементов. Средние и основные вулканиды Анадырского и Охотского сегментов, за исключением “верхних базальтов”, характеризуются относительно обедненным составом, близким к составу PREMA [Zindler, Hart, 1986]: ϵNd от +1.2 до +7.1, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7033 до 0.7042, ϵHf от +8.0 до +12.9, и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.2 до 18.6. Крайним сегментам ОЧВП соответствуют сравнительно обогащенные источники магм, причем на юге и севере ОЧВП обогащение идет разными путями, обусловив появление двух различных трендов (рис. 5-24а, в). Породы Западно-Охотского сегмента по изотопному составу тяготеют к источнику ЕМІ, показывая низкие ϵNd (от -13.6 до -0.1) при умеренных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.7046 до 0.7051). Доля радиогенного свинца в них минимальна для всей изученной выборки ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 17.2 до 17.7). Вулканиды Центрально-Чукотского и Восточно-Чукотского сегментов обогащены радиогенным стронцием ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7043 до 0.7141) и свинцом ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.5 до 18.9) при умеренных значениях ϵNd (от -5.1 до +1.9) и ϵHf (от -3.5 до +5.2). Соответственно, точки пород Центрально-Чукотского и Восточно-Чукотского сегментов располагаются в правом нижнем квадранте диаграммы $\epsilon\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5-24), вместе с производными континентальной коры и мантийного источника ЕМІІ.

3. Отдельные сегменты ОЧВП также могут обнаруживать признаки зональности, продольной к простиранию вулканического пояса. Например, породы южной части Центрально-Чукотского сегмента характеризуются более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и более высокими ϵNd и ϵHf , чем породы северной части того же сегмента (рис. 5-24 – 5-26), при примерно одинаковом расстоянии от предполагаемой позиции палеожелоба. Другими словами, южная часть Центрально-Чукотского сегмента в плане изотопного состава представляет собой промежуточную ступень между обогащенными магмами Северной Чукотки и обедненными – Анадырского сегмента ОЧВП.

4. Кремнекислые и средние/основные породы одних и тех же сегментов ОЧВП, за редкими исключениями, имеют сходный изотопный состав (рис. 5-24 – 5-27). Таким образом, изотопные различия сегментов ОЧВП касаются и мантийных, и коровых магм.

5. Зональность, поперечная к простиранию ОЧВП, отчетливо проявляется лишь в кремнекислых вулканидах южной части Центрально-Чукотского сегмента: в направлении от континента к океану здесь постепенно снижаются отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5-25в, г). Учитывая упомянутую связь изотопного состава кислых и основных вулканидов ОЧВП, можно предположить, что подобная зональность обнаружилась бы и среди производных мантийных источников, однако образцы базитов с соответствующей

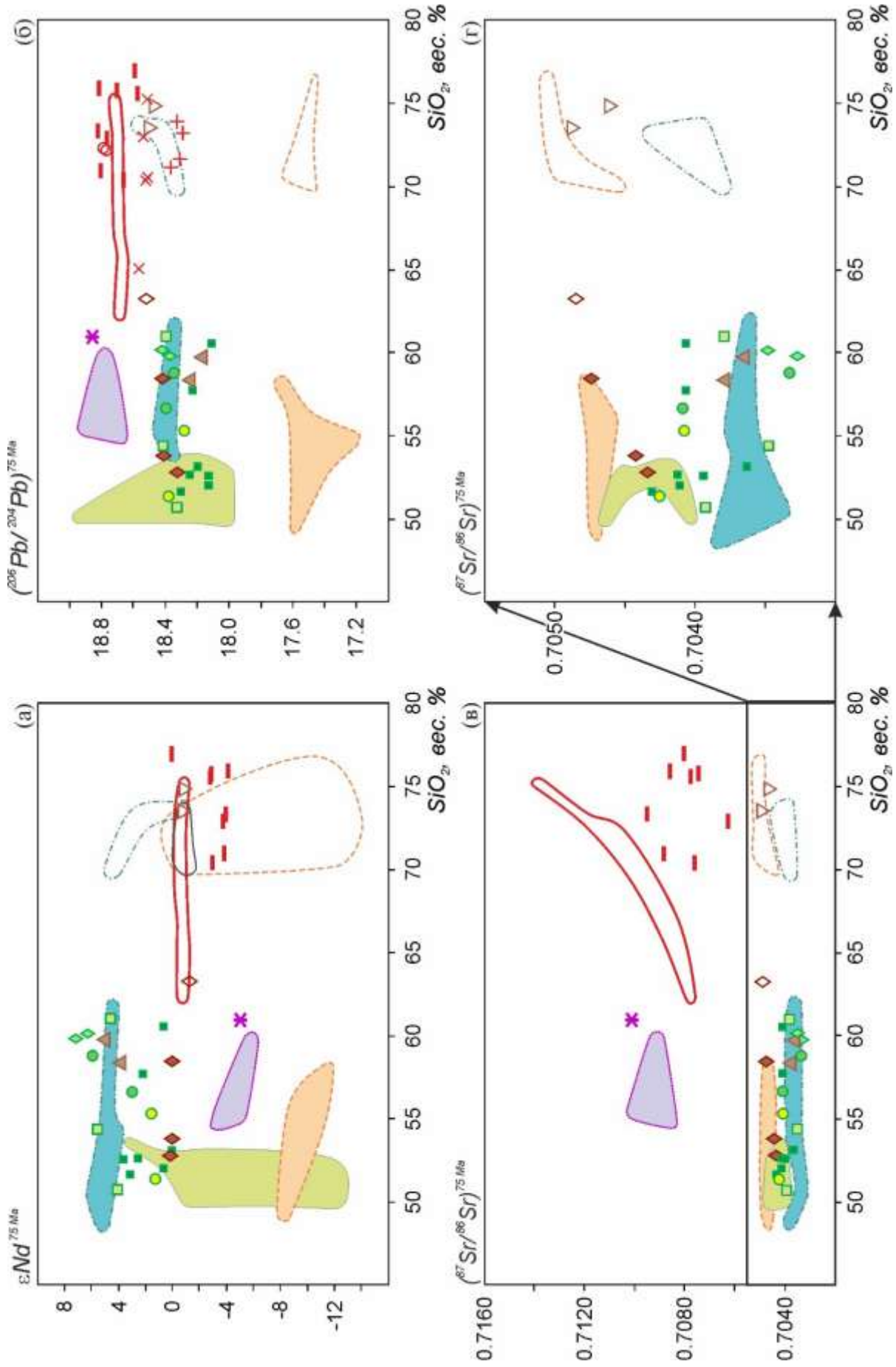


Рис. 5-27. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \epsilon_{\text{Nd}}$ (а), $\text{SiO}_2 - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) и $\text{SiO}_2 - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в, г) для вулканитов ОЧВП и некоторых магматических комплексов фундамента. Изотопные отношения пересчитаны на возраст 75 млн лет. Точечными символами показаны результаты анализов, представленные в Приложении 1, контурами – данные из публикаций [Акинн, Миллер, 2011; Pitarallo et al., 2015]. Условные обозначения – см. рис. 5-24 – 5-26.

географической и стратиграфической привязкой добыть не удалось. В целом же следует заметить, что изученные фрагменты Охотско-Чукотского пояса практически лишены поперечной геохимической и изотопной зональности, свойственной большинству субдукционных вулканических поясов [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997].

6. Как и валовый химический состав пород, изотопные отношения вулканитов ОЧВП значительно изменяются во времени лишь при переходе от средних частей разреза вулканического пояса к “верхним базальтам”. До этого рубежа временные вариации изотопного состава пород не обнаруживают устойчивых закономерностей. Например, в разрезе Анадырского сегмента $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ отношение меняется следующим образом (снизу вверх; см. раздел 3.5.1, рис. 3-19): саламихинская свита – от 0.7034 до 0.7041, вилковская толща – от 0.7033 до 0.7035; мечкеревская толща – от 0.7035 до 0.7040 (рис. 5-24а, б).

7. Данные по изотопии “верхних базальтов” доступны лишь для Охотского сегмента и южной части Центрально-Чукотского (вблизи границы с Анадырским сегментом). Эти породы отличаются от более древних базитов немного пониженным содержанием радиогенного свинца (рис. 5-25а, б). В Охотском сегменте “верхние базальты”, кроме того, характеризуются пониженными значениями ϵNd (от -12.3 до +3.1), и их точки на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$ группируются вдоль линии, соединяющей поля Охотского и Западно-Охотского сегментов (рис. 5-24а). На диаграмме $\epsilon\text{Nd} - \epsilon\text{Hf}$ (рис. 5-26б) точки “верхних базальтов” следуют тренду внутриплитных образований, а прочие изученные базиты ОЧВП – тренду островодужных пород [Vervoort et al., 1999].

8. Вулканитам из фундамента ОЧВП присущи те же региональные особенности, что и породам из различных сегментов Охотско-Чукотского пояса. Так, образцы момолтыкичской свиты, взятые в пределах Охотского сегмента, обладают теми же признаками происхождения из обедненного источника, что и перекрывающие их толщи ОЧВП ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7033 до 0.7036 и ϵNd от +5.0 до +5.5). Вулканиты Паляваам-Пегтымельского ареала (см. раздел 3.5.3) изотопными характеристиками подобны таковым Центрально-Чукотского сегмента (рис. 5-24в, г; 5-25в, г; 5-26 в, г), отобранным по соседству. Изотопия пород Чаунской провинции (см. раздел 3.5.5) указывает на их происхождение из весьма обогащенного источника (ϵNd от -5.8 до -3.4, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.7086 до 0.7100, ϵHf от -3.5 до -0.2, и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.7 до 18.9). Сходные изотопные отношения установлены для вулканитов севера Центрально-Чукотского сегмента, имеющего обширную область пересечения с Чаунской провинцией (рис. 3-42). На рис. 3-48 показаны пространственные вариации ϵNd позднеюрских и меловых вулканитов Северо-Востока Азии. Эта схема наглядно иллюстрирует факт существования в данном регионе

крупных блоков, сохраняющими специфику изотопного состава магм в течение длительного времени – по меньшей мере, 70 млн лет.

9. Модельный возраст протолита кремнекислых магм, рассчитанный из изотопного состава Nd, варьирует от 450 до 1420 млн лет (Приложение 1 и данные [Акинин, Миллер, 2011]). Резко преобладают значения, соответствующие позднему рифею / неопротерозою (680-1000 млн лет). Значения за пределами этого интервала показали лишь пять образцов. Для трех проб из Западно-Охотского сегмента расчетный возраст корового источника оказался древнее, от 1240 до 1420 млн лет. Относительно молодой модельный возраст также рассчитан для образцов из южных сегментов ОЧВП: один из Охотского (450 млн лет) и один из Западно-Охотского (580 млн лет). Внутри основной группы полученных значений модельный возраст континентальной коры постепенно увеличивается от Анадырского сегмента (690-700 млн лет) к северной части Центрально-Чукотского (900-1000 млн лет); промежуточные значения (720-910 млн лет) свойственны породам южной части Центрально-Чукотского сегмента.

5.2.4. Источники магм ОЧВП, пространственные и временные вариации состава магм и их вероятные причины

Геохимические особенности ОЧВП как субдукционной магматической провинции

Петрографические и геохимические особенности пород ОЧВП (в частности, широкое распространение производных известково-щелочной серии, широкое распространение непрерывно дифференцированных рядов, обогащение пород крупноионными элементами относительно высокозарядных и редкоземельных, обеднение Ta и Nb, обогащение Pb) в целом вполне отвечают представлениям о субдукционной природе данной магматической провинции. Это обстоятельство неоднократно отмечалось в публикациях [Ломизе, 1976; Парфенов, 1984; Филатова, 1988, и другие]. Иногда в литературе приводятся геохимические доказательства соответствия ОЧВП провинции андийского типа – например, упоминаются повышенные содержания K_2O и TiO_2 в сравнении с таковыми современных островных дуг [Акинин, Миллер, 2011]. Однако особой необходимости в таких доказательствах нет, поскольку имеются прямые геологические свидетельства залегания толщ ОЧВП на комплексах континентальной коры при отсутствии каких-либо следов задугового бассейна и при существенно субаэральном характере извержений.

Специфической чертой Охотско-Чукотского пояса, отличающей эту магматическую провинцию от многих других вулканических поясов андийского типа, является широкое распространение (а в некоторых сегментах – резкое преобладание) кремнекислых пород. Из информации о площади выхода различных по составу комплексов ОЧВП (раздел 2.4) следует, что кремнекислые вулканиты слагают не менее 50% обобщенного разреза данной геоструктуры. Не вызывает сомнений, что столь значительные объемы кислых магм (порядка

0.5 млн км³) не могут являться продуктом одной лишь фракционной кристаллизации базитовых расплавов, поскольку такой механизм предполагает гораздо меньшую долю кремнекислых производных [напр., Hildreth, Moorbath, 1988; Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997]. Следовательно, *при формировании ОЧВП в петрогенез вовлекались значительные объемы континентальной коры* (попытка соответствующей количественной оценки представлена в главе 4). Двойственность состава источников первичных магм Охотско-Чукотского пояса (мантия и кора) выражается, в частности, в бимодальном характере распределения пород по содержанию SiO₂ (рис. 5-11, 5-13, 5-14). Одновременное существование крупных очагов мантийных и коровых магм предполагает смешение их производных, что подтверждается многочисленными наблюдениями и в масштабе обнажений (меланократовые включения в гранитоидах и средних/кислых вулканитах), и на уровне петрографических исследований (неравновесные парагенезисы, нарушения нормальной зональности фаз), и на уровне геохимических показателей (соответствующие тренды на изотопных диаграммах – рис. 5-24 – 5-27). Скорее всего, взаимодействие коровых и мантийных магм протекало и путем смешения расплавов, и путем ассимиляции твердого вещества коры базитовыми магмами, например, по механизму AFC [de Paolo, 1981]. Количественно оценить вклад каждого из этих процессов затруднительно, поскольку геохимические последствия обоих весьма сходны.

Значительная, свыше 50%, доля анатектических коровых магм, будучи сравнительно редким явлением среди субдукционных магматических провинций, тем не менее, не является уникальной чертой одного лишь Охотско-Чукотского пояса. Среди крупных фанерозойских вулканических поясов субдукционной природы сходным соотношением объемов кислых и средних/основных вулканитов обладают еще как минимум пять: Девонский и Балхаш-Илийский пояса Казахстана, Юго-Восточно-Китайский, пояс Большого Хингана и Восточно-Сихотэ-Алинский. Их сравнительной характеристике посвящен раздел 6.1.

Геохимическая зональность ОЧВП, поперечная к его простиранию

Вывод о слабо выраженной, а местами практически незаметной поперечной геохимической зональности ОЧВП (разделы 5.2.2 и 5.2.3) в некоторой мере противоречит заключению Н.И. Филатовой [1988], сделанному на основе данных о составе вулканитов Пенжинского и Анадырского сегментов. Согласно этому заключению, во фронтальной зоне указанных сегментов преобладают базальты и долериты, а в тыловой – вулканиты среднего состава [Филатова, 1988, стр. 85], т.е. ОЧВП на данном участке обладает поперечной зональностью, выраженной в закономерном изменении как минимум средней кремнекислотности пород. Кроме того, в литературе упоминаются проявления зональности ОЧВП, выраженной в увеличении содержаний K₂O в породах с близким уровнем

кремнекислотности. На этих данных основывались попытки оценки глубины палеозоны Бенъофа [Филатова, 1979; Парфенов, 1984].

Расхождение выводов автора и выводов исследователей 1970-х и 1980-х гг. можно объяснить тем, что в разных сегментах вулканического пояса поперечная геохимическая зональность выражена в различной мере. Но следует также учесть, что главным материалом для выводов, представленных в разделах 5.2.2 и 5.2.3, являются данные о содержаниях несовместимых элементов-примесей и об изотопном составе пород, которые считаются более чутким индикатором состава родоначальных магм, чем содержания петрогенных элементов [напр., Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997; Best, Christiansen, 2001]. В отношении данных по несовместимым элементам-примесям и изотопным отношениям, при имеющейся скромной фактической базе, никаких закономерных изменений состава вулканитов ОЧВП вкост простирания вулканического пояса пока не выявлено. Единственное исключение составляют данные по изотопам свинца в кремнекислых вулканитах южной части Центрально-Чукотского сегмента, упомянутые в разделе 5.2.3 (рис. 5-25в, г, 5-27б). Для широких обобщений в масштабе вулканического пояса протяженностью свыше 3 тыс. км этого явно недостаточно. Поэтому, по мнению автора настоящей работы, *предположение о ясно выраженной поперечной геохимической зональности ОЧВП не подтверждается доступными в настоящий момент данными*. Из гипотез, объясняющих отсутствие зональности, вполне отчетливой во многих прочих субдукционных поясах Земли [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997], наиболее правдоподобной выглядит гипотеза о маскировке особенностей состава первичных базитовых магм ОЧВП вследствие активного участия в петрогенезе вещества континентальной коры. Также вполне возможно, что проявления поперечной геохимической зональности Охотско-Чукотского пояса будут обнаружены позже, при расширении фактической базы.

Продольная изотопно-геохимическая зональность ОЧВП и ее возможные причины

Упоминания о различии среднего содержания SiO_2 в породах различных сегментов ОЧВП появляются в публикациях с 1970-х гг. [Белый, 1977, 1978; Котляр и др., 1981]. Пространственные вариации кремнекислотности вулканитов указывают на увеличение доли коровых магм от центральных сегментов ОЧВП (Пенжинского, Анадырского и Охотского) к краевым – Западно-Охотскому, Центрально- и Восточно-Чукотскому. Возможно, это связано с повышением мощности гранитно-метаморфического слоя коры на соответствующих участках континентальной окраины, что подтверждается геофизическими данными (рис. 2-9). Помимо высокой средней кремнекислотности вулканитов, Западно-Охотский и Центрально-Чукотский сегменты также отличает повышенная доля дацитов (до 25% от изученных выборок). Поскольку дацитовые магмы по составу более далеки от температурного минимума

“гранитной” системы Q-Ab-Or [Tuttle, Bowen, 1958], чем риолитовые, то можно допустить, что указанные сегменты ОЧВП отличают и повышенные степени плавления корового протолита. Разумеется, это предположение справедливо лишь в случае, если дациты не являются продуктами смешения магм или фракционирования андезитовых расплавов.

Согласно базовым положениям магматической петрологии [напр., Best, Christiansen, 2001], содержания SiO_2 в мантийных магмах контролируются, главным образом, степенью фракционной кристаллизации первичных расплавов, а также мерой их взаимодействия с веществом континентальной коры. Весьма важен вопрос, различаются ли сегменты ОЧВП лишь степенью фракционирования базитовых магм и контаминации корой, или состав первичных мантийных магм тоже подчиняется каким-либо пространственным закономерностям. До накопления минимального количества прецизионного аналитического материала по элементам-примесям и изотопам, то есть практически вплоть до настоящего момента, в работе над этим вопросом можно было опираться только на петрохимические данные. В этот период были выявлены различия общей щелочности и калий-натрового отношения вулканитов различных сегментов ОЧВП [Котляр и др., 1981]. Однако лишь теперь можно уверенно констатировать, что *первичные магмы разных сегментов Охотско-Чукотского пояса значимо различаются геохимическими и особенно – изотопными показателями*. Базиты центральных сегментов вулканического пояса (Анадырского и Охотского) по изотопным характеристикам близки относительно обедненным мантийным источникам (PREMA). Породы крайних сегментов (Западно-Охотского и Центрально-Чукотского) отличаются от них повышенными содержаниями радиогенных изотопов Sr и пониженными – Nd и Hf (рис. 5-24, 5-26), что указывает на происхождение магм из относительно обогащенных источников. При этом обогащение мантийного протолита в северной и южной частях ОЧВП имеет совершенно различный характер. Породы Западно-Охотского сегмента выделяются, в первую очередь, низкими значениями ϵNd , а Центрально-Чукотского – высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5-24а). В принципе, можно было бы допустить, что все указанные отличия базитов краевых сегментов ОЧВП связаны с большей, чем в центральных сегментах, интенсивностью контаминации веществом коры – тем более, что именно краевым сегментам свойственны и повышенные объемы коровых магм. Однако положение точек на изотопных диаграммах не соответствует простой модели смешения вещества коры и мантии: точки кислых и средних/основных пород часто располагаются вперемешку, и многие образцы базитов имеют более “обогащенный” изотопный состав, чем некоторые производные коры. Кроме того, различия между кислыми и основными породами одних и тех же сегментов ОЧВП менее значимы, чем различия между магматитами разных сегментов, независимо от их состава (рис. 5-24 – 5-27). Из этого следует, что *изотопная специфика базитовых магм Западно-Охотского и Центрально-Чукотского*

сегментов (и, вероятно, любого сегмента ОЧВП) определяется не столько составом ассимилированного вещества коры, сколько изотопно-геохимическими особенностями мантийного протолита.

Исходя из предположения об относительной гомогенизации состава мантийного клина вследствие конвекции [Wörner et al., 2009], логично заключить, что в общем балансе объема мантийных магм Центрально-Чукотского и Западно-Охотского сегментов ОЧВП значительную, если не ведущую, роль играли продукты плавления субконтинентальной литосферной мантии. Вещество литосферы, не участвующее в конвекции, способно сохранять специфические особенности состава на протяжении длительного промежутка времени [Lambert et al., 1995]. В случае с Западно-Охотским сегментом речь идет о литосферной мантии Сибирской платформы, а магмы Центрально-Чукотского сегмента выплавлялись из литосферной мантии Чукотско-Аляскинского блока, континентальная кора которого сформировалась не позже рифея / мезопротерозоя (1.6-1.4 млрд лет; [Amato et al., 2014]).

Изотопный состав базитов Анадырского и Охотского сегментов близок к таковому большинства магматических пород субдукционных провинций. Данное обстоятельство можно интерпретировать как следствие преимущественной генерации магм данных сегментов, к примеру, за счет вещества мантийного клина. Однако столь же "обедненный" изотопный состав обнаруживают и породы фундамента данных фрагментов вулканического пояса. Региональный характер изотопных меток в большей мере отвечает модели, в которой главным источником мантийных магм является вещество литосферы.

Альтернативой изложенной выше гипотезе является модель, связывающая вариации изотопно-геохимического состава магм не с особенностями субконтинентальной литосферной мантии, а с различиями в составе субдуцируемого материала и с вариациями доли этого материала в первичных магмах [Shibata, Nakamura, 1997; Nanyu et al., 2006; Miller et al., 1994, и другие]. Главным ограничением для приложения этой модели к магматической системе Охотско-Чукотского пояса является факт относительного постоянства изотопно-геохимических характеристик магм в границах крупных блоков коры, в том числе при смене тектонического режима. В разделе 5.2.3, в частности, отмечено изотопное сходство вулканитов ОЧВП и непосредственно подстилающих их образований более древних раннемеловых магматических провинций: Чаунской провинции, Паляваам-Пегтымельского вулканического ареала, Тытыльвеемского пояса, Удско-Мургальского пояса. Принимая во внимание, что некоторые из этих провинций не связаны с субдукционной системой древней Пацифики, тезис о значимом влиянии субдуцируемых компонентов на продольные вариации состава магм ОЧВП можно отклонить.

Изотопно-геохимическое сходство кремнекислых и основных пород и происхождение кремнекислых магм ОЧВП

Как показано в разделе 5.2.3, различные по кремнекислотности вулканиты, представляющие одни и те же сегменты ОЧВП, обладают сходными изотопно-геохимическими характеристиками. За редкими исключениями, различия между породами разных сегментов выражены более отчетливо, чем различия между кислыми и основными вулканитами одних и тех же структур вулканического пояса. Данный факт выглядел бы вполне логично, если бы все магматические породы каждого из сегментов являлись продуктами дифференциации единых родоначальных магм. Однако доля кремнекислых пород в разрезе ОЧВП столь велика (более 50%), что участие континентальной коры в петрогенезе представляется неизбежным. Соответственно, возникает вопрос, почему производные столь различных по составу источников, как мантия и континентальная кора, имеют близкие изотопные отношения?

Факт геохимического сходства кремнекислых и средних / основных вулканитов ОЧВП отмечался еще И.Н. Котляром [1986], когда объем информации об изотопном составе пород существенно уступал современному. Подобие геохимических особенностей коровых и мантийных магм И.Н. Котляр объяснял активным "флюидно-магматическим взаимодействием". Представления о значительной роли флюидно-магматической дифференциации в петрогенезе были весьма популярны у ряда отечественных исследователей, однако к настоящему времени число сторонников этой гипотезы значительно сократилось.

Из возможных гипотез, объясняющих изотопно-геохимическое сходство мантийных и коровых магм ОЧВП, наиболее жизнеспособными представляются две:

- (1) коровые и мантийные магмы приобрели сходные изотопные отношения в результате интенсивных процессов контаминации и смешения магм;
- (2) кремнекислые магмы ОЧВП образованы при плавлении молодой нижней коры, в значительной степени представленной андерплейтами базитовых магм с мантийными изотопными метками.

Первая из представленных гипотез согласуется со сведениями о широком проявлении процессов контаминации и смешения в магматических комплексах ОЧВП. С изотопными данными она согласуется несколько хуже. Сравнивая изотопные отношения базитов и кремнекислых пород (рис. 5-27), несложно заметить, что тренды различных сегментов не проявляют тенденции к схождению в сторону производных мантии. Другими словами, нет оснований считать, что различия в изотопии магм разных сегментов ОЧВП в первую очередь определяются разным составом корового контаминанта. Скорее, кремнекислые магмы наследуют изотопные отношения базитов, иногда отличаясь лишь незначительно повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и пониженными – ϵNd . Наблюдаемая картина

гораздо лучше соответствует второй из предложенных выше моделей. Возможность генерации магм за счет частичного плавления андерплейтов, формирующихся при длительном (миллионы – десятки млн лет) поступлении базитовых магм к основанию нижней коры, подтверждается данными компьютерного моделирования [Annen et al., 2006].

Результаты, указывающие на мафический состав континентальной коры под Охотско-Чукотским поясом, а также на ее глубокую термальную переработку в период формирования ОЧВП, представлены в работах В.В. Акинина [Акинин, 2012; Akinin et al., 2013]. Изучение нижнекоровых ксенолитов, вынесенных на поверхность неогеновыми щелочными базальтами, показало, что (1) в большинстве эти ксенолиты имеют основной состав и несут признаки глубинных кумулатов известково-щелочных магм, и (2) нижнекоровые ксенолиты не содержат цирконов древнее поздней юры, при резком преобладании зерен поздне мелового возраста. Из 172 кристаллов циркона, возраст которых был определен SHRIMP U-Pb методом, только три показали значения между 110 и 150 млн лет, а все остальные – от 55 до 107 млн лет [Акинин, 2012]. Эти факты определенно указывают на то, что большую часть нижней континентальной коры в фундаменте ОЧВП составляют производные базитовых магм, кристаллизовавшиеся или претерпевшие глубокую переработку (при температуре не ниже 800°C) в течение поздне меловой эпохи.

Поскольку продукты кристаллизации базальтовых магм имеют иные, чем в мантии, отношения Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf и U/Pb, то изотопное сходство производных мантии и нижней базитовой коры возможно лишь в случае незначительной, в сравнении с периодом полураспада, временной разницы между формированием коры и ее частичным плавлением – что мы и наблюдаем в случае Охотско-Чукотского пояса. Небольшую разницу между изотопными отношениями в основных и кислых магмах, представляющих одни и те же сегменты ОЧВП, можно связать с двумя причинами: (1) различия в величине отношений Rb/Sr и U/Pb в мантии и коре даже за 10-20 млн лет способны привести к значимым расхождениям величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; (2) коровый протолит мог сохранить небольшие количества древнего докембрийского материала, имеющего иные изотопные характеристики.

Положение о меловом возрасте источника кремнекислых магм ОЧВП расходится с результатами расчета его модельного Nd возраста (Приложение 1). Однако слабым местом оценок модельного изотопного возраста является допущение о постоянстве изотопного состава материала мантии, породившей вещество континентальной коры, и о его соответствии DM-модели [Фор, 1989]. Поэтому в данном случае датировки цирконов представляются более надежным источником информации. Модельный Nd возраст протолита поддается интерпретации на качественном уровне. Например, закономерными выглядят относительно древние модельные возраста протолита Западно-Охотского сегмента ОЧВП, наложенного на

окраину Сибирской платформы. Столь же логично смотрится то, что относительно молодые модельные возраста получены для пород Анадырского и Охотского сегментов, где признаки происхождения кислых магм из молодой базитовой нижней коры выражены наиболее отчетливо.

Таким образом, *сходство изотопного состава основных и кислых вулканитов ОЧВП наиболее правдоподобно объясняется генерацией кислых расплавов за счет вещества молодых базитовых андерплейтов, родственных магмам, извергающимся на поверхность*. Подобная модель предлагалась, в частности, для объяснения сходства изотопного состава кремнекислых и основных пород провинций Карру (Южная Африка) и Деккан (Индия) [Cleverly et al., 1984; Lightfoot et al., 1987].

Изотопные провинции Северо-Востока Азии

Относительная независимость изотопно-геохимических характеристик магм от возраста и геодинамической обстановки дает основания для вывода о существовании на территории Северо-Востока Азии *изотопных провинций* – областей размером не менее нескольких сотен километров, значимо различающихся изотопным составом магматитов. С северо-востока на юго-запад континентальной окраины Северо-Западной Пацифики выделяются следующие изотопные провинции (рис. 5-28):

- 1) Северо-Чукотская изотопная провинция территориально соответствует Чукотской складчатой зоне, северной части Центрально-Чукотского сегмента и Восточно-Чукотскому сегменту ОЧВП. Все указанные структурные зоны находятся в пределах Чукотско-Аляскинского блока, аккретированного к окраине Сибирского континента в течение неокома [Nokleberg et al., 2001; Соколов, 2010]. Меловые магматические образования здесь характеризуются резко повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ (0.7050-0.7150) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ (18.57-18.90), а также пониженными значениями ϵNd^i (от -5.80 до +1.85) и ϵHf^i (от -3.50 до +4.35) – рис 5-28. Это единственная из выделенных изотопных провинций, где магматические производные мантии (породы этчикуньской свиты, представляющей эффузивы Чаунской провинции) имеют более обогащенный изотопный состав, чем производные коры (рис. 5-27а-в).
- 2) Западно-Чукотская изотопная провинция пространственно соответствует Анюйской складчатой зоне мезозоид (с наложенным на нее Тытыльвеевским вулканическим поясом) и южной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. Меловым магматическим породам здесь свойственны изотопные отношения, промежуточные между таковыми Северной Чукотки и Анадырского сегмента ОЧВП: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ (0.7036-0.7071), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ (17.99-18.78), ϵNd^i (от -1.30 до +3.59), ϵHf^i (от +3.36 до +9.98). Как уже отмечено в разделе 5.2.3, именно здесь выявлены

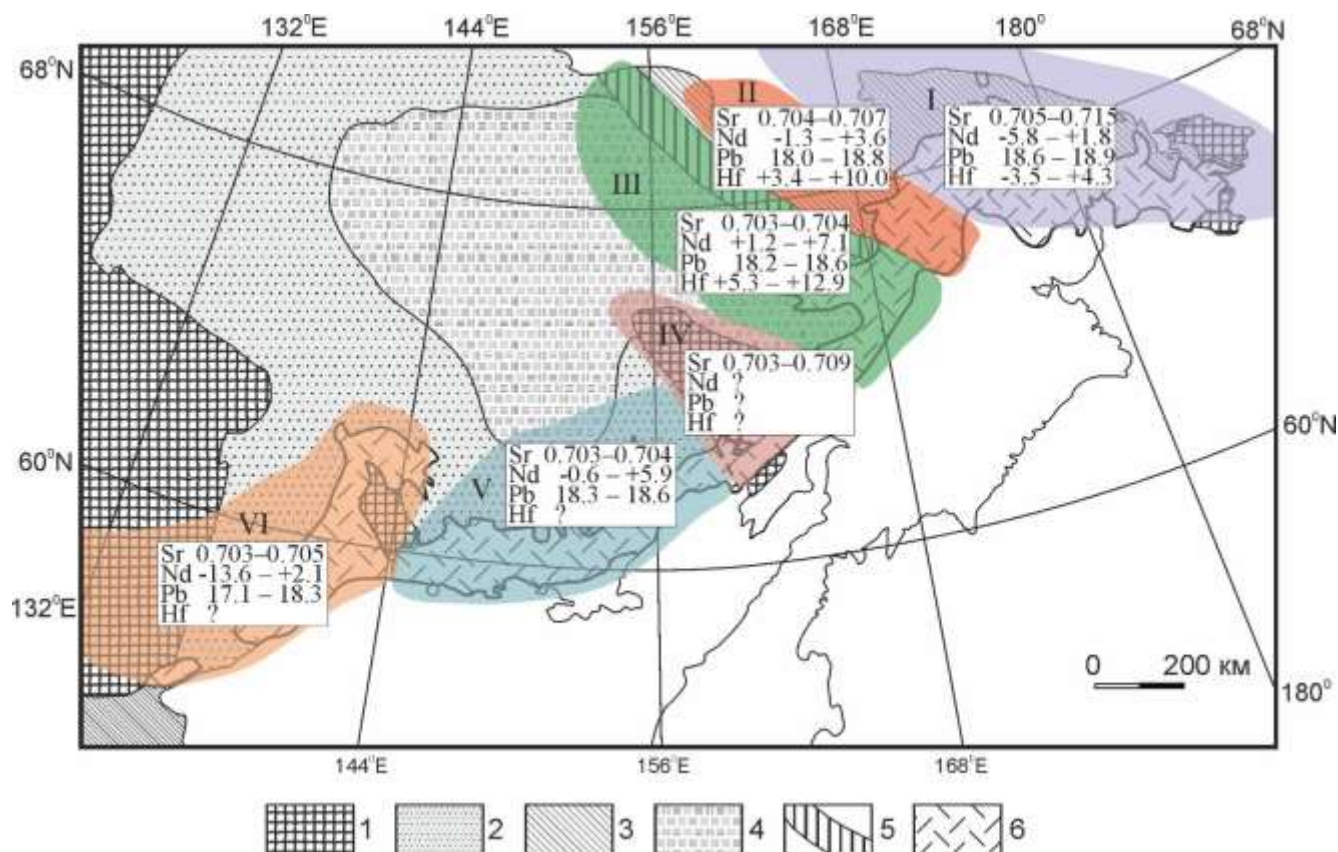


Рис. 5-28. Тектоническая схема Северо-Востока Азии с указанием примерных очертаний изотопных провинций (см. текст). Изотопные провинции выделены цветной заливкой и обозначены римскими цифрами (I – Северо-Чукотская, II – Западно-Чукотская, III – Олойско-Анадырская, IV – Омолонская, V – Охотская, VI – Охотско-Алданская). В рамках приведены соответствующие каждой из провинций интервалы значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)ⁱ, ϵNd^i , ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)ⁱ и ϵHf .

1 – кратонные блоки; 2 – пассивная окраина Сибирской платформы; 3 – пассивная окраина Чукотского микроконтинента; 4 – комплексы "Колымской петли"; 5 – Южно-Анхойская сутурная зона; 6 – ОЧВП.

При составлении схемы использованы данные автора и Е.А. Калининой [2007], а также материалы из публикаций [Акинин, Миллер, 2011; Pittarello et al., 2013; Rowe, 1998; Бакшеев и др., 2013; Гагиева, 2013; Полин и др., 2013, 2016; Сахно и др., 2016].

признаки поперечной изотопной зональности ОЧВП, не обнаруженные на других участках вулканического пояса. Учитывая размеры данной области, представляется целесообразным выделить ее в качестве самостоятельной изотопной провинции, а не просто переходной зоны.

3) Северная граница Олойско-Анадырской изотопной провинции соответствует северо-восточному ограничению Южно-Анхойской сутурной зоны и северной границе Анадырского сегмента ОЧВП. При нехватке изотопных данных положение прочих границ данной провинции остается неясным. Можно лишь предполагать, что в тектоническом плане эта провинция соответствует Анадырскому сегменту ОЧВП, складчатым зонам мезозой в его основании – Олойской и Южно-Анхойской, а также сегменту Удско-Мургальского пояса, обнажающемуся в пределах Мургальского поднятия (рис. 2-1, 2-3). Магматические породы данной области характеризуются сравнительно низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ⁱ (0.7033-0.7043) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ⁱ

(18.18-18.57) и повышенными значениями ϵNd^i (от +1.23 до +7.10) и ϵHf^i (от +5.25 до +12.88), что говорит об обедненном составе протолита.

Во фронтальной части Анадырского сегмента (бассейн р. Чинейвеем) изотопные отношения кремнекислых и средних/основных пород существенно различаются (рис. 5-24 – 5-27), что, в рамках доступной выборки, является для ОЧВП нечастым случаем. Вероятно, здесь в процесс петрогенеза оказался вовлечен материал континентальной коры, неродственный извергающимся базитовым магмам.

4) существование Омолонской изотопной провинции подтверждается немногочисленными определениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ в вулканитах кедонской серии девона. Полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ здесь варьируют от 0.7027 до 0.7092 [Гагиева, 2013], что указывает на смешение материала истощенной мантии с материалом, в течение долгого времени сохранявшим высокие Rb/Sr отношения – вероятно, веществом древней континентальной коры. Данное обстоятельство вполне ожидаемо для Омолонского блока, где доказано присутствие архейских комплексов [Акинин, Жуланова, 2017]. Логично предположить, что границы данной изотопной провинции в целом соответствуют границам Омолонского блока древней континентальной коры. К сожалению, из-за отсутствия данных по изотопии вулканитов Пенжинского сегмента ОЧВП пока нет возможности оценить меру участия обогащенных источников в петрогенезе данного отрезка вулканического пояса.

5) Охотской изотопной провинции соответствует, в первом приближении, одноименный сегмент ОЧВП. Основание этого сегмента слагают мезозойды Яно-Колымской зоны и комплексы Удско-Мургальского вулканического пояса. Северная граница данной изотопной провинции не определена из-за недостаточности данных. Изотопные характеристики магматических пород Охотской провинции (за исключением "верхних базальтов") подобны таковым Олойско-Анадырской провинции: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ (0.7033-0.7043), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ (18.33-18.56), ϵNd^i (от -0.58 до +5.87), и указывают на генерацию мантийных магм из сравнительно истощенных источников. "Верхние базальты" Охотского сегмента характеризуются более широким изотопным составом, особенно в отношении свинца и неодима (рис. 5-24а, 5-25а). Присутствие пород с резко пониженными значениями ϵNd^i (до -11.4) сближает эти породы с вулканитами Западно-Охотского сегмента ОЧВП.

6) Охотско-Алданская изотопная провинция включает в себя, как минимум, Западно-Охотский сегмент ОЧВП и восточную часть Алданского щита с раннемеловой Кеткапско-Юнской магматической областью [Полин и др., 2013, 2016]. Положение границ данной изотопной провинции нуждается в уточнении. Точки состава пород Охотско-Алданской провинции на изотопных диаграммах образуют тренд, соединяющий точки производных умеренно обедненного источника, подобного источнику магм Охотского сегмента ОЧВП ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ около

0.7050, ϵNd^i около +2, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ около 18.3) с точками амфиболитов и гнейсов восточной части Алданского щита [Полин и др., 2013, 2016], которым свойственны весьма низкие значения ϵNd^i (от -30 до -27) при пониженных содержаниях радиогенного свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ 17.05-17.8) и радиогенного стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ около 0.7030). Вероятно, наблюдаемый тренд является отражением процессов смешения вещества мантии и древней континентальной коры Сибирской платформы.

Несложно заметить, что перечисленные изотопные провинции в первом приближении пространственно соответствуют блокам континентальной коры, на определенных этапах геологической истории разделенных океаническими бассейнами. Магмы, изверженные на территориях со сравнительно молодой континентальной корой (Олойско-Анадырская и Охотская провинции), характеризуются сравнительным обеднением радиогенным свинцом и стронцием при обогащении радиогенным неодимом, а областям с древней континентальной корой в общем случае соответствуют повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ при пониженных ϵNd^i . Исключение составляют породы Охотско-Алданской провинции (в том числе вулканиты Западно-Охотского сегмента ОЧВП), на которых значимо повлиял специфический изотопный состав фундамента Сибирской платформы с пониженным содержанием радиогенных свинца, неодима и стронция.

Изотопные провинции, подобные описанным выше, выделены на многих континентах Земли [Kovalenko et al., 2004; Whitmeyer, Karlstrom, 2007]. Их существование принято связывать с разным составом комплексов континентальной коры, сформированной в различные орогенические эпохи. Для Северо-Востока Азии изотопные провинции попытки подобного районирования ранее не предпринимались из-за дефицита фактических данных.

"Верхние базальты": особенности изотопного состава и вопрос их генетической связи с ОЧВП

Как отмечено в разделе 5.2.3, изменчивость химического и изотопного состава вулканитов ОЧВП в изученных разрезах не позволяет достоверно выделить какие-либо устойчивые временные тенденции, за исключением одной: переход от нижних частей разреза вулканического пояса к "верхним базальтам" сопровождается скачкообразным изменением не только средней кремнекислотности пород, но и ряда изотопных характеристик. Степень и характер отличия "верхних базальтов" от пород более древних стратонов ОЧВП различна в разных сегментах вулканического пояса.

В южной части Центрально-Чукотского сегмента "верхние базальты" (породы энмываамской свиты) отличаются от базитов куэквиуньской и вороньинской свит пониженными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^i$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^i$ и повышенными – ϵNd^i и ϵHf^i (рис. 5-24б, 5-25б, 5-26а, б), то есть происходят из источника с относительно обедненными изотопными характеристиками.

Примечательно, что Nb/Ta отношение в породах энмываамской свиты выше, чем в прочих базитах Центрально-Чукотского сегмента, и выше, чем в хондритах (рис. 5-19б); принято считать, что это указывает на относительно обогащенный состав мантийного протолита [напр., Green, 2006]. Объяснить это противоречие можно, предположив, что магмы "верхних базальтов" образовались при плавлении источника, незадолго до того подвергнувшегося метасоматическому обогащению и/или внедрению обогащенных глубинных расплавов. При несущественной разнице в возрасте события, изменившего состав протолита "верхних базальтов", и излияния этих базальтов изотопный состав протолита не успел значительно отреагировать на изменение отношений химических элементов.

В Охотском сегменте ОЧВП отличия "верхних базальтов" (мыгдыкитской свиты) от более древних основных вулканитов выражены ярче. Значения ϵNd^i для пород мыгдыкитской свиты существенно ниже (и сопоставимы с таковыми для вулканитов Западно-Охотского сегмента), а значения $^{206}Pb/^{204}Pb^i$ отклоняются как в большую, так и в меньшую сторону (рис. 5-24а, 5-25а, б). Доля радиогенного стронция в породах мыгдыкитской свиты повышена незначительно (рис. 5-24а).

Различные изотопные характеристики "верхних базальтов" и более древних базитов ОЧВП свидетельствуют об изменениях в составе протолита, случившихся примерно 81-79 млн лет назад. Теперь перейдем к рассмотрению вопроса, считать ли эти изменения проявлениями эволюции субдукционной магматической системы Охотско-Чукотского пояса, или, напротив, признаком генетической самостоятельности "верхних базальтов"? В настоящее время популярна гипотеза Н.И. Филатовой [1987, 1988], согласно которой "верхние базальты" генетически связаны не с самим ОЧВП (т.е. не с субдукционной тектоно-магматической системой), а с наложенным рифтогенным событием. Аргументы в пользу данной гипотезы – относительно обогащенный состав поздних базитовых стратонов ОЧВП, приближающийся к составу типичных внутриплитных образований, а также приуроченность полей "верхних базальтов" к грабенообразным структурам, наложенным на комплексы Охотско-Чукотского пояса (см. раздел 2.3).

При всей логичности гипотезы о рифтогенной природе "верхних базальтов" ОЧВП, каждый из перечисленных аргументов в ее пользу при детальном рассмотрении (в том числе в свете новых геохимических и геохронологических данных) обнаруживает слабые места. В порядке дискуссии можно отметить следующее:

1. Результаты датирования валовых проб K-Ar и Rb-Sr методами значительно уступают по точности и надежности результатам, полученным при U-Pb датировании цирконов и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировании мономинеральных фракций санидина, амфибола и биотита (обсуждению методики геохронологических исследований континентальных вулканитов посвящены разделы 3.1 и 3.2

настоящей работы). Вместе с тем, геохронологические схемы, построенные по данным U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, предполагают, что в турон-коньякское время (примерно 90-85 млн лет назад) никакого значимого перерыва в вулканической активности не было. Напротив, именно на это время приходится период наибольшей интенсивности извержений (раздел 3.5.1, рис. 3-19). Перерыв, предшествовавший излияниям "верхних базальтов", если и имел место, то сравнительно короткий, в пределах 1-2 млн лет, что сопоставимо с погрешностью оценки изотопного возраста стратонов (рис. 3-21).

2. "Верхние базальты" ОЧВП, как правило, слагают возвышенные плато, и их контакты с более древними вулканитами ОЧВП – преимущественно стратиграфические. Тектонические контакты наблюдались сравнительно редко, и далеко не всегда это прямолинейные разрывы, типичные для ограничений грабенов. В самом крупном ареале "верхних базальтов" ОЧВП – Энмываамском поле (область сочленения Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов), согласно новой редакции геологических карт масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000 [Варламова и др., 2004ф; Малышева и др., 2012], поля распространения энмываамской свиты чаще ограничиваются дуговыми разломами, чем прямолинейными. Структуры, выполненные здесь "верхними базальтами", по ряду признаков ближе к компенсационным вулканотектоническим просядкам, чем к грабенам, связанным с общим растяжением. Наиболее крупный ареал "верхних базальтов" в Охотском сегменте (Ольское плато) также имеет изометричные очертания и не несет признаков связи со структурами растяжения. Таким образом, вывод об излиянии "верхних базальтов" в условиях растяжения, резко отличных от условий формирования более древних толщ ОЧВП, также может быть оспорен.

3. Поля "верхних базальтов" присутствуют во всех сегментах ОЧВП, и эти поля крайне редко выходят за пределы вулканического пояса. В случае генетической связи с наложенным рифтогенным событием следовало ожидать менее равномерного распределения полей поздних базитов в ОЧВП и их относительно независимого структурного положения.

4. Наконец, геохимические показатели "верхних базальтов", хотя и отличаются от таковых для более древних базитов ОЧВП, но сохраняют все главные признаки субдукционных образований (Ta-Nb минимум, Pb максимум, повышенные отношения LILE/HFSE и LILE/REE). В содержании несовместимых элементов (в частности, щелочных металлов) "верхние базальты" не демонстрируют резких отличий от прочих пород вулканического пояса; их относительное обогащение носит лишь характер тенденции (рис. 5-17 – 5-19).

Учитывая изложенные выше факты, автор настоящей работы полагает, что *"верхние базальты" Охотско-Чукотского пояса в большинстве случаев представляют собой продукт закономерной эволюции субдукционной магматической системы, и не связаны с какими-либо наложенными тектоническими событиями (например, с рифтогенезом), случившимися после*

полного прекращения субдукционного магматизма. Многие вулканические провинции, включающие значительные объемы кремнекислых пород, завершили свою активность излияниями именно базитовых магм (см. главу 6). Общепринятая модель [Wilson, 1989; Фролова, Бурикова, 1997] связывает это с тем, что при снижении теплового потока мантийные источники магм, в общем случае, сохраняют активность дольше, чем коровые.

Изотопные отличия "верхних базальтов" от прочих вулканитов ОЧВП указывают на подключение сравнительно обогащенного мантийного источника на заключительной стадии эволюции магматической системы. Причиной этого мог быть как подъем астеносферного вещества, так и отмирание сравнительно малоглубинных магматических очагов в связи со снижением теплового потока.

Необходимо заметить, что высказанное выше положение о генетической связи "верхних базальтов" с субдукционной системой древней Пацифики касается большей части, но не всех молодых базитовых стратонов ОЧВП без исключения. Например, для танюерерской свиты, выделенной в бассейне одноименной реки в пределах Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП, определения споро-пыльцевых спектров показали палеоцен-эоценовый возраст [Варламова и др., 2004ф]. В том же Восточно-Чукотском сегменте для цирконов из субвулканического пантеллерита, секущего базальты нунлигранской свиты, SHRIMP U-Pb возраст составил 65 ± 1 млн лет [Сахно и др., 2010а], что примерно соответствует границе мела и палеогена. Из всех прочих датировок, полученных для "верхних базальтов" ОЧВП, наиболее молодые показывают возраст около 74 млн лет [Акинин, Миллер, 2011]. Отсутствие изотопных дат в интервале от 74 до 65 млн лет предполагает значимый перерыв в вулканической активности. В этой связи представляется вероятным, что танюерерская свита и по меньшей мере часть нунлигранской сформированы в ходе магматического события, случившегося после завершения активности ОЧВП. Возможна генетическая связь этих образований с Бристольско-Анадырским вулканическим поясом – слабо изученной вулканической провинцией маастрихт-палеоценового возраста [Stavsky et al., 1990; Акинин, Миллер, 2011].

Известны и обратные случаи: некоторые из базитовых стратонов ОЧВП, по структурному положению и даже по петрографическим особенностям пород подобных "верхним базальтам", оказались связаны с относительно ранними этапами формирования Охотско-Чукотского пояса. Таковы, например, оливиновые базальты междуречья Малый Аней – Мечкеревы (Анадырский сегмент ОЧВП; на рис. 3-19 показаны как коваленковская толща). На геологических картах 1970-х гг. [Дегтярев и др., 1977] они предположительно отнесены к палеогену, однако их $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст составил 86.8 ± 2.4 млн лет [Тихомиров и др., 2006], то есть время излияния этих базальтов приходится на период максимальной активности ОЧВП, и на 8-10 млн лет опережает начало извержения собственно "верхних базальтов".

Обзор публикаций о магматических провинциях, подобных Охотско-Чукотскому поясу, приведенный в главе 6 настоящей работы, показывает, что извержения базитовых магм типичны для завершающих стадий развития практически всех крупных областей кремнекислого вулканизма. И повсеместно в "верхних базальтах" геохимические признаки, свойственные внутриплитным магмам, выражены ярче, чем в продуктах извержений более ранних стадий (хотя и в различной степени). Структурный контроль поздних базитов может быть различным. В некоторых провинциях "верхние базальты" завершают разрез вулканитов без каких-либо признаков структурной самостоятельности, в других – выполняют грабены, явно наложенные на более ранние структуры, и к тому же нередко смещенные за пределы основного вулканического ареала. Следуя за вариациями структурных и геохимических признаков, предложенные петрогенетические модели допускают связь "верхних базальтов" либо с отмирающей субдукционной системой, либо с наложенными тектоническими событиями. То есть, по сути, повторяют две альтернативные гипотезы происхождения "верхних базальтов" ОЧВП. Из этого можно заключить, что поздние базиты крупных провинций кремнекислого вулканизма (включая ОЧВП), по всей вероятности, формировались при воздействии разных тектонических факторов, и их подразделение требует специального структурного и геохимического исследования.

* * *

Главные выводы в отношении петрогенеза магм Охотско-Чукотского пояса, основанные на данных о химическом составе и изотопных характеристиках вулканитов, сводятся к следующему:

1. Разнообразие составов магматических пород ОЧВП объясняется широкими вариациями вклада коровых и мантийных источников, гетерогенностью состава самих источников, а также эволюцией первичных магм, при ведущей роли кристаллизационного фракционирования и процессов ассимиляции/смешения.
2. Состав вулканитов ОЧВП соответствует таковому окраинно-континентальных вулканических поясов андийского (андского) типа, отличаясь повышенной долей кремнекислых пород (около 50% общего объема вулканитов). Активные процессы смешения магм мантийного и корового происхождения затрудняют выявление поперечной геохимической зональности, свойственной большинству субдукционных вулканических провинций.
3. Кремнекислые магмы ОЧВП большей частью сформированы за счет плавления коровых источников, среди которых преобладают меловые андерплейты – крупные тела базитов, являющиеся продуктом той же тектоно-магматической системы, что и сам Охотско-Чукотский пояс.

4. Гетерогенность фундамента ОЧВП, собранного из разновозрастных и разнородных блоков, обуславливает существование изотопных провинций – крупных областей, значимо различающихся изотопными характеристиками магматических пород. С существованием этих провинций связана отчетливая изотопно-геохимическая зональность ОЧВП, продольная к простиранию вулканического пояса.

5. "Верхние базальты" ОЧВП, вероятно, формировались под влиянием разных тектонических факторов. Однако толщи "верхних базальтов", образцы которых использовались для детального геохимического и геохронологического изучения, по всей вероятности, являются продуктом заключительной стадии эволюции субдукционной системы, и не связаны с каким-либо наложенным тектоно-магматическим событием.

На основе материалов, представленных в разделе 5.2, формулируется третье защищаемое положение настоящей диссертации:

ОЧВП обладает отчетливой продольной изотопно-геохимической зональностью, обусловленной различным составом литосферной мантии в крупных тектонических блоках фундамента. Изотопные характеристики магматических производных мантии и континентальной коры имеют сходную зональность, что предполагает генерацию коровых магм за счет плавления молодых базитовых андерплейтов.

5.3. Состав вкрапленников вулканитов ОЧВП и оценка условий кристаллизации магм

Данные о составе магматических минералов – твердых растворов являются важным источником информации об условиях кристаллизации расплавов, недоступной при интерпретации валового состава пород [Best, Christiansen, 2001; Перчук и др., 2015]. Недостаточная доступность приборов для локальных методов исследования вещества в период наиболее активного изучения ОЧВП (1960-е – 1980-е гг.) обусловила дефицит первичной информации в этой области, сопоставимый с дефицитом прецизионных геохронологических и геохимических данных. В последующие годы микрозондовый анализ гораздо чаще использовался при изучении различных рудных объектов, чем при исследованиях неизмененных пород, поэтому публикации, включающие результаты микрозондового анализа неизмененных вулканитов Охотско-Чукотского пояса и попытки интерпретации этих результатов, единичны [Кабанова и др., 2011]. В данном разделе представлены результаты исследования, проведенного автором настоящей работы в 2006-2010 гг. при участии асп. О.И. Кабановой и с.н.с. О.В. Япаскурта (геологический факультет МГУ). В задачи исследования входило: (1) изучение состава фаз – твердых растворов в кремнекислых

вулканитах Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов ОЧВП, (2) расчет РТ-условий кристаллизации магм методами минеральной термобарометрии, и (3) анализ пространственных закономерностей изменения состава фаз. Выбор именно кремнекислых пород в качестве главного объекта связан с их широким распространением в комплексах ОЧВП, а также с тем, что в кислых породах состав породообразующих минералов слабее зависит от степени фракционирования магм, чем в породах среднего или основного состава, что позволяет с большей достоверностью выявлять особенности, присущие производным разных первичных расплавов. Расчеты РТ-условий кристаллизации магм производились, исходя из данных о составе вкрапленников. Относительное разнообразие парагенезисов фенокристов кремнекислых вулканитов делает возможным использование нескольких равновесий [например, Manley, Bacon, 2000, Nabelek et al., 1987; Bohlen, Lindsley, 1987] и позволяет оценить сходимость результатов, полученных с помощью разных геотермометров. Особое внимание было уделено составам вкрапленников амфибола и биотита, поскольку из-за сложного изоморфизма эти минералы из всех породообразующих фаз наиболее чутко реагируют на изменения параметров состояния магм.

5.3.1. Отбор образцов и аналитические методы

Для исследования были отобраны 12 представительных образцов кремнекислых вулканических пород из ряда стратонов южной части Центрально-Чукотского и северной – Анадырского сегмента ОЧВП (рис. 5-16): пучевеевской, пыкарваамской, вороньинской, эмунарэтской и энмываамской свит, мечкеревской и кайемраваамской толщ (рис. 3-19). Площадь, охваченная опробованием, составляет около 15 тыс. км². При отборе образцов предпочтение отдавалось породам с наиболее сохранными парагенезисами вкрапленников.

С целью анализа связи состава пород и минералов для 10 из 12 изученных образцов определены содержания петрогенных элементов в валовых пробах. Анализ выполнен в ЦЛАВ ГЕОХИ РАН (зав. лаб. И.А.Рощина) на рентгенофлуоресцентном последовательном спектрометре AXIOS Advanced. Микронзондовые исследования проводились в лаборатории PML (Pheasant Memorial Laboratory) при институте ISEI университета Окаяма (Мисаса, Япония) и в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В.Ломоносова. В лаборатории PML использовался электронный микроскоп CAMECA S-3100H с энергодисперсионным детектором EMAX-7000, в лаборатории кафедры петрологии МГУ – электронный микроскоп “Jeol” JSM-6480LV с комбинированной системой на основе энергодисперсионного спектрометра “Inca Energy-350” со сверхтонким окном ATW-2 (площадь 10 мм², разрешение 129 эВ) и волнового дифракционного спектрометра “Inca Wave-500”. Измерение составов алюмосиликатных стекол, пироксенов, амфиболов, плагиоклазов, ильменита и титаномagnetита производилось энергодисперсионным методом при ускоряющем

напряжении 15 кВ и постоянном токе электронного зонда $15 \text{ нА} \pm 0,05 \text{ нА}$. Для всех измеряемых элементов в диапазоне от кислорода до железа сигма составляет от 0.08 до 0.12 мас. %, т.е. систематическая относительная погрешность не превышает 2% для всех элементов с содержанием от 5 мас. %. Проверка точности анализа производилась по коллекции стандартов природных минералов и стекол [Jarosewich et al., 1980].

Составы биотитов определялись на волновом (фтор) и энергодисперсионном (остальные элементы) спектрометрах при ускоряющем напряжении 15 кВ и постоянном токе электронного зонда $64 \text{ нА} \pm 0,2 \text{ нА}$. Расчет составов выполнен с помощью программы "INCA", версия 17a. Для энергодисперсионного анализа использовались калибровки системы оптимизации и стандартизации для пироксенов и амфиболов, для ВД-измерений фтора – стандарт синтетического фторфлогопита. Реальное положение максимума пика К α -линии фтора и оптимальное положение коллимирующей щели определялось автоматическим поиском пика на эталоне. Сигма измерений составляла 0.03 мас. %. Систематическая погрешность определения концентрации фтора в интегральном анализе, оцененная путем серии сопряженных ЭДС-ВДС измерений эталона синтетического фторфлогопита, составила +1.5 относительных %. Систематические погрешности определения концентраций прочих элементов в биотитах не превышают таковые для остальных изученных фаз. Контрольные анализы подтвердили сходимость данных, полученных в лабораториях РМЛ и кафедры петрологии МГУ, в пределах аналитической погрешности.

5.3.2. Петрография изученных образцов кремнекислых вулканитов

Описанию петрографических особенностей пород Охотско-Чукотского пояса посвящен раздел 5.1, а обсуждению распределения содержаний петрогенных элементов – раздел 5.2.1. Однако в данном случае представляется уместным привести соответствующие описания образцов, использованных для микрозондового исследования, поскольку эта выборка обладает гораздо меньшей изменчивостью структурно-вещественного состава, чем кремнекислые вулканиты ОЧВП в целом.

Данные о составе валовых проб изученных пород приведены в Приложении 1 и на рис. 5-29. Одиннадцать из двенадцати образцов представлены риолитами и трахириолитами, и один (Т05-60) соответствует андезидациту. Структурные взаимоотношения различных фенокристов (наличие сростков, включений и т.д.) и, косвенно, данные об их составе позволяют приблизительно определить последовательность их кристаллизации в большинстве изученных образцов (рис. 5-30). Таблицы с результатами зондового анализа вынесены в Приложение 2.

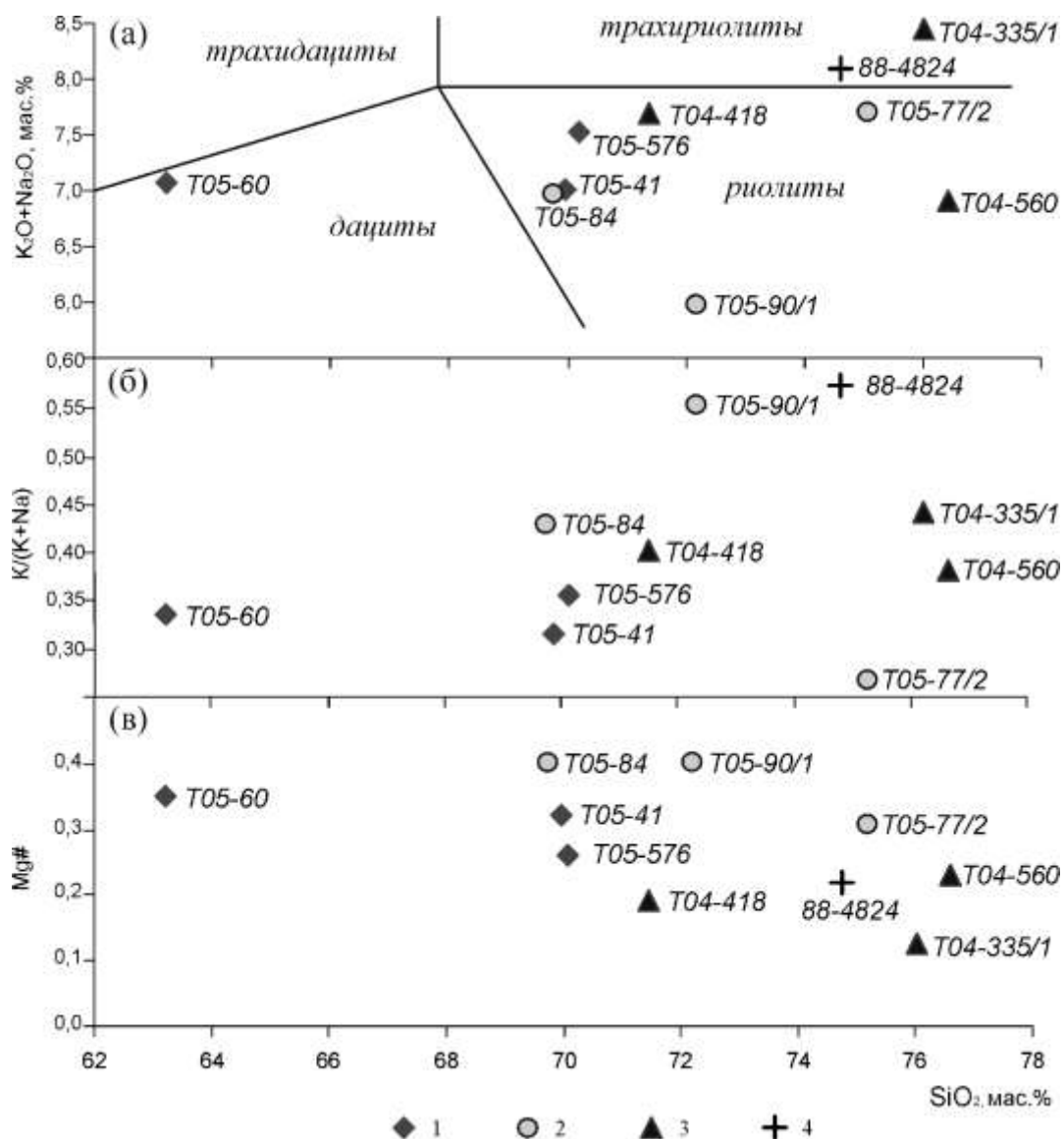


Рис. 5-29. Диаграммы SiO₂ - (K₂O+Na₂O) (а), SiO₂ - K/(K+Na) (б), SiO₂ - Mg/(Mg+Fe) (в) для вулканитов ОЧВП, отобранных для микрозондового исследования. Индексы при знаках – номера образцов. 1-2 – Центрально-Чукотский сегмент (1 – тыловая зона, 2 – фронтальная зона); 3-4 – Анадырский сегмент (3 – тыловая зона, 4 – фронтальная зона). Границы полей - из [Le Maitre, 1989; Классификация и номенклатура..., 1981].

Риолиты и трахириолиты лавовых фаций – порфировые породы с массивной или флюидальной текстурой. Вкрапленники занимают до 15% породы (обычно 3-7%) и представлены плагиоклазом (до 11%), К-Na полевым шпатом (до 3%), клинопироксеном (до 3%), биотитом (до 2%), титаномagnetитом, ильменитом, апатитом и цирконом (вместе – менее 1%). Плагиоклаз таблитчатый, до 1.3 мм, в среднем около 1 мм длиной, состава An₃₉₋₂₂. Содержание анортитового компонента убывает от центра к краю зерна. К-Na полевой шпат (до 1 мм) представлен ортоклазом, в различной степени пертитизированным, а в наименее измененных образцах – санидином. Клинопироксен – короткопризматический ферроавгит, до 0,8 мм, состава En₁₇₋₄₄Fs₁₅₋₄₉Wo₃₈₋₄₄, с вариациями Mg# от 44 до 9 (от центра к краю зерна).

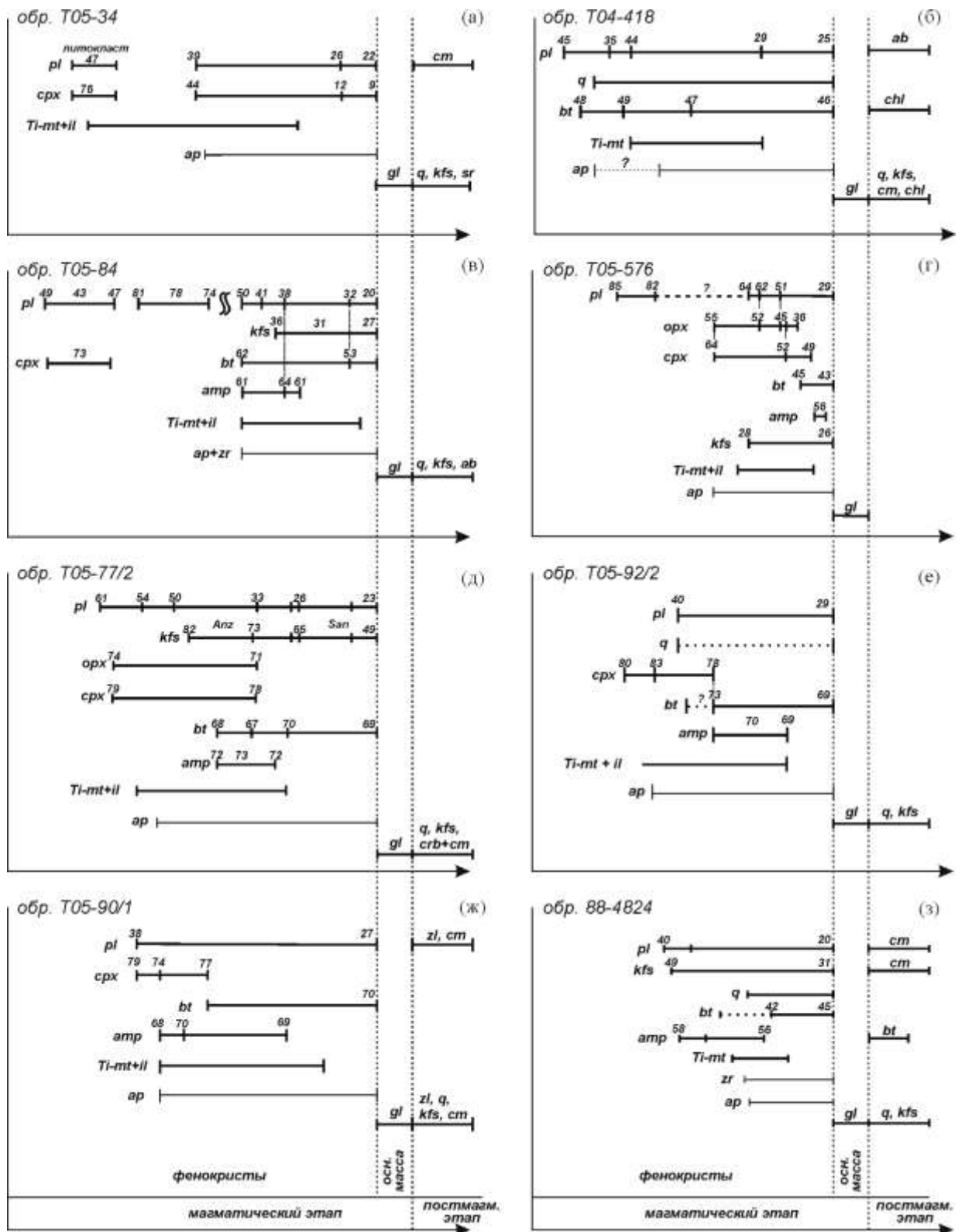


Рис. 5-30. Диаграммы последовательности кристаллизации минералов вкрапленников изученных образцов кремнекислых вулканитов ОЧВП. Цифрами показан состав твердых растворов (%An для плагиоклаза, Mg# для Fe-Mg силикатов).

Обозначения минералов: q – кварц, pl – плагиоклаз, kfs – K-Na полевой шпат (Anz – анортоклаз, San – санидин), cpx – клинопироксен, орх – ортопироксен, amp – амфибол, bt – биотит, Ti-mt – титаномагнетит, il – ильменит, ap – апатит, zr – циркон, gl – вулканическое стекло, cm – глинистые минералы и гидрослюды, sr – серицит, ab – альбит, chl – хлорит, crb – карбонаты, zl – цеолиты.

Пироксены часто содержат включения рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) и апатита. Биотит – аннит-флогопитового ряда, с содержанием Al от 1.37 до 1.45 ф.е. и вариациями Mg# от 31 до 34. Оксидные фазы – субизометричные зерна размером до 0.5 мм, нередко в сростках. Титаномагнетит содержит от 31 до 56% ульвошпинелевого компонента, ильменит – около 5-7% гематита и 3-8% пирофанита. Апатит столбчатый или игольчатый, до 0.05 мм длиной. По содержанию галогенов он соответствует фторапатиту (0.02-0.03 ф.е. Cl, 0.83-0.98 ф.е. F). Циркон образует удлиненно-призматические кристаллы до 0.15 мм, как правило, включенные в темноцветные минералы. Матрикс массивный или тонкофлюидальный, девитрифицирован и сложен фельзитовым, микропойкилобластовым или аксиолитовым кварц-полевошпатовым агрегатом.

Туфы и игнимбриты риолитов/трахириолитов – кластические породы с пепловой или игнимбритовой структурой матрикса. Кристаллокласты (от 10 до 30%) представлены плагиоклазом (до 12%), K-Na полевым шпатом (до 7%), кварцем (до 2%), амфиболом (до 4%), биотитом (до 2%), клинопироксеном (до 3%), ортопироксеном (до 2%). В небольших количествах (менее 1%) присутствуют титаномагнетит, ильменит, апатит и циркон.

Плагиоклаз соответствует андезину-олигоклазу (An₅₀₋₂₅), но иногда включает резорбированные ядра битовнита An₈₅₋₇₄ (рис 4, в, г). K-Na полевой шпат в наиболее свежих породах представлен зональным санидином, состав которого меняется от Ab₆₅An₆Or₂₉ в ядре до Ab₃₁An₃Or₆₆ на краю зерна. В некоторых образцах санидин обрастает ядра аноклаза Ab₈₁₋₇₃An₉₋₁₀Or₁₀₋₁₇. Гидротермальные изменения, даже незначительные, способствуют превращению санидина в ортоклаз и микроклин с выделением альбитовых пертитов. Ортопироксен En₃₀₋₇₁Fs₂₇₋₆₈Wo₁₋₄ короткопризматический, с вариациями Mg# от центра к краю зерна от 74 до 48. Клинопироксен по составу подобен авгиту, образующему вкрапленники в лавах (см. выше). Биотит – аннит-флогопитового ряда, с содержанием Al от 1.23 до 1.29 ф.е. и магнезиальностью 42-45. В биотитах обычны включения мелких кристаллов плагиоклаза, оксидных фаз, апатита и циркона, более обильные во внешних зонах. Амфибол соответствует ряду роговая обманка-гастингсит с примесью эденита, Mg# от 68 до 73. Литокласты (около 15%) представлены обломками кислых вулканитов, а также порфировых базальтов и андезибазальтов. Последние содержат вкрапленники плагиоклаза An₅₂₋₄₃ и клинопироксена. Реже встречаются обломки осадочных пород – алевролитов и аргиллитов. Основная масса пирокластических пород сложена пепловыми частичками (в среднем 0.1-0.3 мм) различной степени спекания, вплоть до образования плотного псевдофлюидального матрикса игнимбритов. Степень девитрификации также различна. Некоторые породы сохраняют оптически изотропную стекловатую основную массу, но в большинстве случаев стекло замещено фельзитовым и микрогранобластовым кварц-

полевошпатовым агрегатом. Микропойкилобластовые и аксиолитовые структуры, типичные для матрикса кислых лав, в пирокластических породах редки.

В игнимбрите андезидацита кристаллокласты составляют около 35% объема и включают плагиоклаз (до 20%), клинопироксен (до 4%), ортопироксен (до 2%), амфибол (до 8%), титаномагнетит, ильменит и апатит. По составу вкрапленников и облику основной массы они подобны описанным выше риолитам и трахириолитам. Незначительные отличия заключаются в более основном составе плагиоклазов ($An_{47} - An_{41}$).

Вторичные изменения изученных пород – девитрификация стекла с образованием кварц-полевошпатовых агрегатов, а также развитие низкотемпературных фаз: альбита, серицита и глинистых минералов по полевым шпатам и стеклу, хлорита по пироксенам, амфиболам и биотитам, лейкоксена и лимонита по ильмениту и титаномагнетиту. В прожилках и мелких гнездах присутствуют кварц, кальцит и цеолиты. В образцах, отобранных для детального исследования, доля новообразований в фенокристаллах составляет не более 1-2%.

5.3.3. Вариации состава биотита и амфибола

В большинстве изученных образцов вариации магнезиальности биотита и амфибола не превышают 0.05-0.07, при диапазоне $Mg\#$ для всей выборки от 0.30 до 0.77 (рис. 5-31). Биотиты (рис. 5-31г-е) делятся по уровню магнезиальности на три кластера, причем обнаруживается связь состава минералов с пространственным положением взятых проб. Наибольшие значения $Mg\#$ (0.61-0.74) свойственны биотитам из вулканитов фронтальной зоны ОЧВП. В большинстве остальных образцов $Mg\#$ биотитов меняется от 0.4 до 0.5, и лишь отдельные анализы показывают значения $Mg\#$ в интервале 0.53-0.57. Два образца, отобранных на левобережье р. Мечкерева в районе месторождения Купол (т.е. максимально удаленные от океана), содержат наиболее железистые биотиты с $Mg\# = 0.31-0.35$. Всему массиву данных о составе биотитов свойственна слабая тенденция к увеличению содержания Ti и снижению Al с ростом $Mg\#$, хотя точки некоторых образцов располагаются в стороне от общего тренда, нарушая эту закономерность (рис. 5-31г, д).

Магнезиальность амфиболов отчетливо коррелирует с магнезиальностью биотитов. С ростом $Mg\#$ содержания Ti в амфиболах также возрастают, хотя в некоторых отдельных образцах отмечена отрицательная зависимость титанистости от магнезиальности (рис. 5, а). Содержание Mn в железо-магнезиальных силикатах снижается с ростом $Mg\#$, причем в амфиболах корреляция более ясная (рис. 5-31в). Три образца (Т05-77/2, Т05-90/1 и Т05-335/1) выделяются содержаниями Mn , повышенными относительно общего тренда (рис. 5-31в, е), но устойчивых закономерностей в изменении содержания Mn в биотитах и амфиболах обнаружить не удалось.

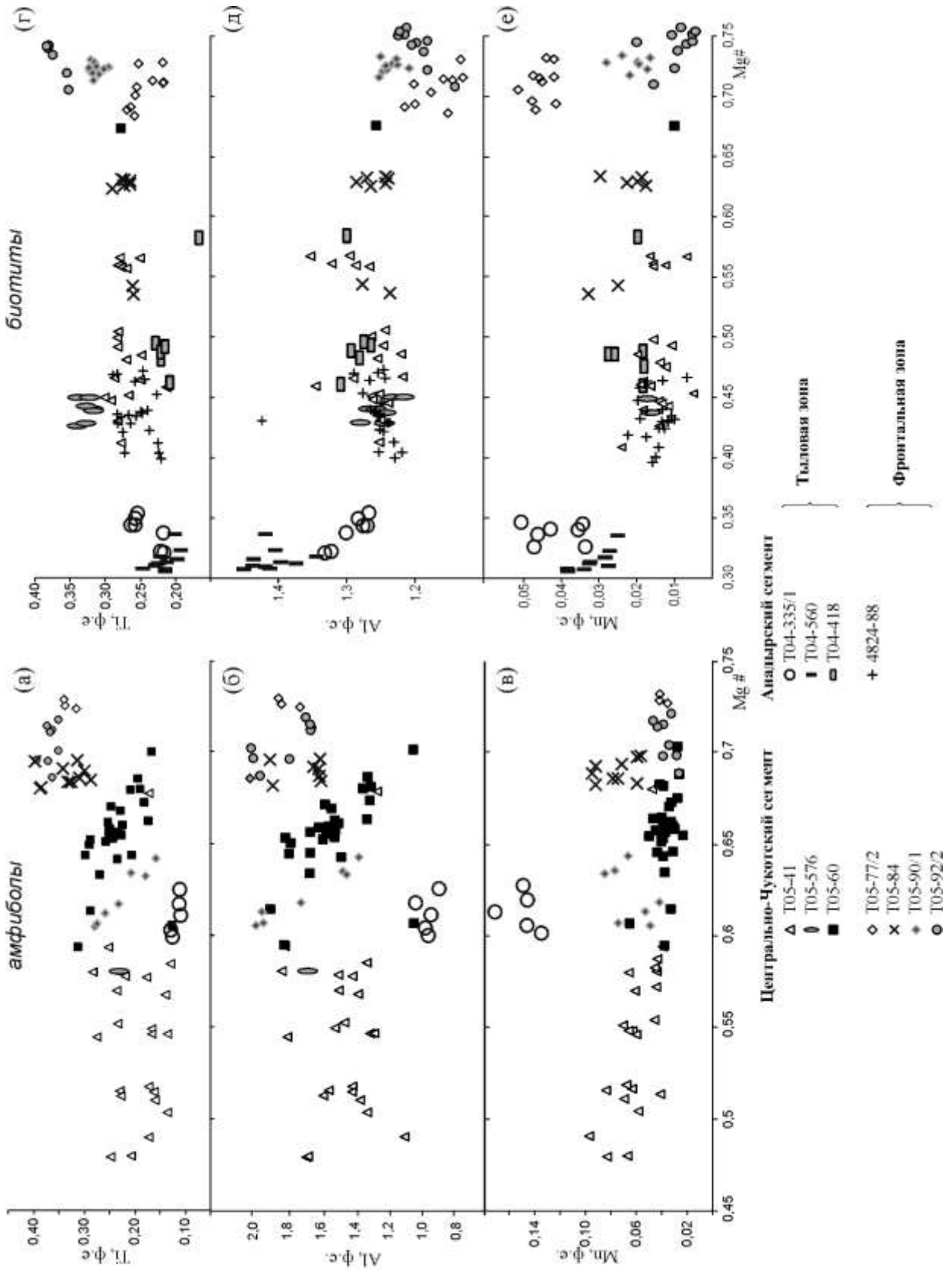


Рис. 5-31. Диаграммы Mg# - Ti (ф.е.), Mg# - Al (ф.е.) и Mg# - Mn (ф.е.) для амфиболов (а-в) и биотитов (г-е) кислых вулканитов северной части ОЧВП. Формулы амфиболов рассчитывались на 13 катионов, биотитов – на 7 катионов (результаты анализов – см. Приложение 2).

Выявленные вариации состава магматических Fe-Mg силикатов в большей мере связаны с пространственным фактором, чем с возрастным. Это доказывается сходством состава минералов из разновозрастных образцов, отобранных сравнительно недалеко (в пределах первых десятков км) друг от друга – например, T04-418 и T05-576; T05-77/2 и T05-92/2 (рис. 5-16, 5-31).

На диаграмме $\lg(X_{Mg}/X_{Fe}) - \lg(X_F/X_{OH})$ [Ague, Brimhall, 1988] точки составов биотитов изученных пород расположены в полях умеренно и сильно контаминированных I-гранитов, а также справа от этих полей (рис. 5-32). Данная диаграмма изначально составлена для гранитоидов, и возможность ее использования для интерпретации состава биотитов вулканических пород не бесспорна. Однако точки биотитов из кислых вулканитов Косо (Калифорния) [Manley, Vascon, 2000] распределены на этой диаграмме в полях калифорнийских же гранитов (рис. 5-32), что указывает на существование некоторых региональных особенностей, контролирующих состав биотита в кислых магмах независимо от того, извержены они или кристаллизовались на глубине. Биотиты ОЧВП в сравнении с калифорнийскими в среднем более магнезиальны, как и биотиты из тоналитов острова Сумбава, Зондская дуга [Idrus et al., 2007]. В уровне содержаний фтора межрегиональные различия незначительны.

Некоторые из характеристик состава железо-магнезиальных силикатов отчетливо коррелируют с содержаниями петрогенных элементов в породах. В частности, имеет место связь отношений Ti/Fe и $Mg/(Mg+Fe)$ в биотитах и вмещающих их вулканитах (рис. 5-33а, б). В валовых пробах $Mg\#$ всегда ниже, чем в биотитах, что объясняется присутствием оксидных фаз – концентраторов железа. Повышение Ti/Fe от пород к биотитам, вероятно, связано с присутствием сравнительно низкотитанистых пироксенов и амфибола, а также с незначительным распространением ильменита и рутила, которые, будучи концентраторами титана, в данном случае не являются его носителями. Сколь-либо значимая корреляция между щелочностью пород и глиноземистостью биотитов, свойственная многим разновидностям гранитоидов [Маракушев, Тарарин, 1965], в данной выборке отсутствует.

5.3.4. Температура кристаллизации магм

Данные о составе фенокритов изученных пород позволяют оценить ряд параметров кристаллизации магм – температуру, давление, фугитивность кислорода. К настоящему времени в публикациях отражены данные по 22 минеральным парагенезам, пригодным для количественной оценки параметров состояния кремнекислых магм. Однако степень достоверности разных геотермометров и геобарометров весьма различна [Anderson, 1996]. Полученные данные позволяют не только определить P-T-условия кристаллизации вкрапленников вулканитов ОЧВП, но и оценить согласованность результатов, полученных

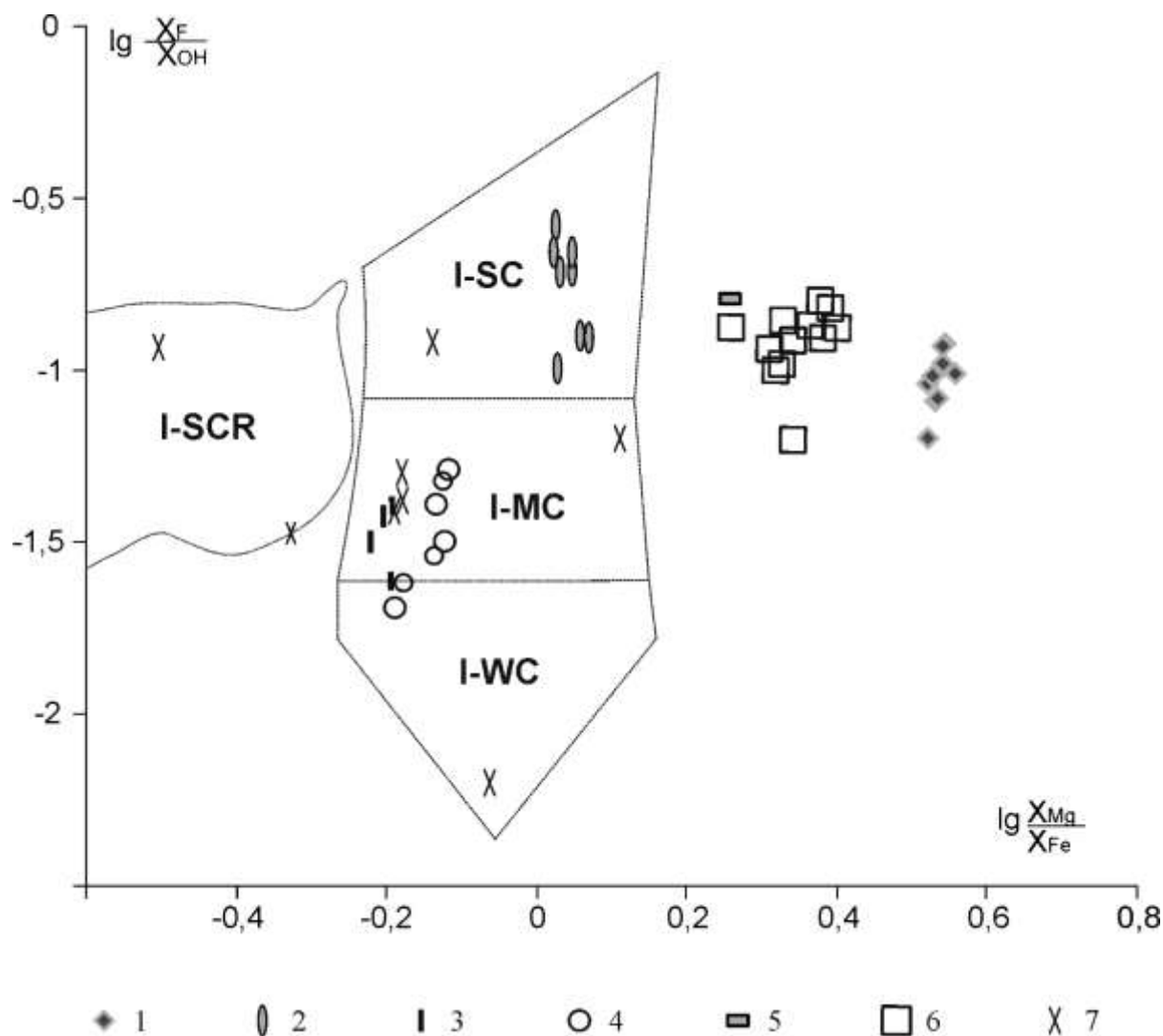


Рис. 5-32. Диаграмма $\lg(X_{Mg}/X_{Fe}) - \lg(X_F/X_{OH})$ для биотитов из кислых вулканитов ОЧВП, в которых определены значимые (свыше 2σ) содержания F. Для сравнения приведены составы биотитов вулканического района Косо, Калифорния, США [Manley, Bacon, 2000] и из тоналитов острова Сумбава, Индонезия [Idrus et al., 2007].

1-5 – биотиты ОЧВП: 1-2 – Центрально-Чукотский сегмент (1 – обр. T05-90/1, 2 – обр. T05-576); 3-5 – Анадырский сегмент (3 – обр. T04-560, 4 – обр. T04-335/1, 5 - обр. T04-418); 6 – биотиты из тоналитов о. Сумбава, Индонезия [Idrus et al., 2007]; 7 – биотиты из кремнекислых вулканитов структуры Косо, Калифорния [Manley, Bacon, 2000].

Поля составов биотитов из I-гранитоидов Калифорнии [Ague, Brimhall, 1988]: I-SC – сильно контаминированные, I-MC – умеренно контаминированные, I-WC – слабо контаминированные, I-SCR – сильно контаминированные и восстановленные.

разными методами.

В публикациях, посвященных оценке условий кристаллизации кислых магм [например, Manley, Bacon, 2000, Nabelek et al., 1987; Bohlen, Lindsley, 1987; Idrus et al., 2007], обычно используются следующие минеральные геотермометры и геобарометры: QUILF [Andersen et al., 1993], плагиоклаз-амфиболовый [Holland, Blundy, 1994], двуполевошпатовый [Elkins, Grove, 1990], дупироксеновый [Davidson, Lindsley, 1985], магнетит-ильменитовый [Spencer, Lindsley,

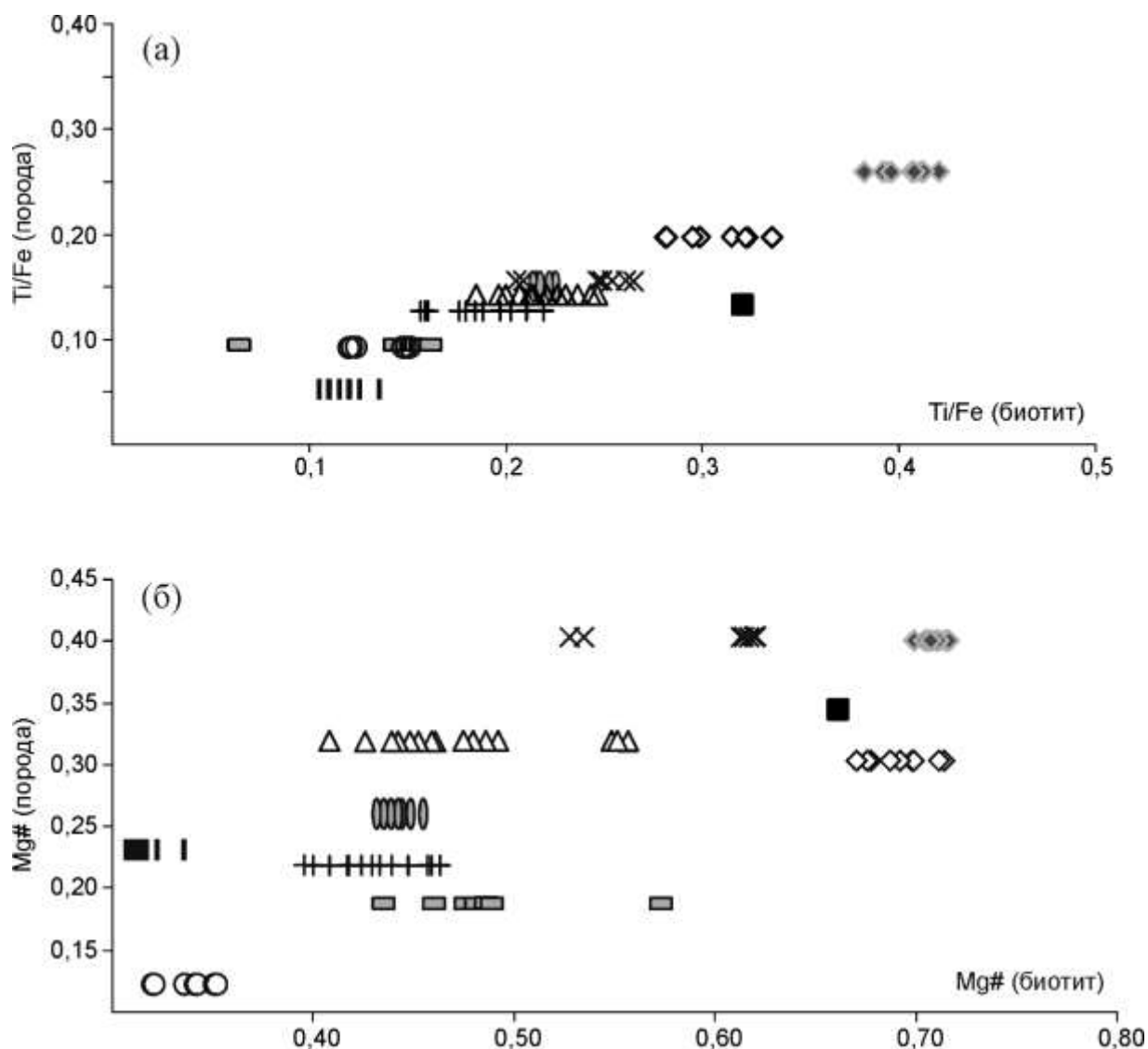


Рис. 5-33. Диаграммы Ti/Fe (биотит) - Ti/Fe(порода) (а) и Mg# (биотит) - Mg# (порода) (б) для кислых вулканитов северной части ОЧВП. Условные обозначения – см. рис. 5-31.

1981] термометры и амфиболовый геобарометр [Anderson, Smith, 1995]. Для сравнения привлечены данные по равновесиям ортопироксен-биотит [Sengupta et al., 1990], орто/клинопироксен-ильменит [Bishop, 1980], амфибол-ильменит [Otten, 1984] и амфибол-матрикс [Helz, 1979]. Оценки давления произведены с использованием модифицированной версии амфиболового геобарометра [Anderson, Smith, 1995], оценки фугитивности кислорода – с помощью программы QUILF [Andersen et al., 1993] и биотитового термооксометра [Wones, 1981].

Результаты расчетов для восьми образцов с наиболее разнообразными парагенезисами вкрапленников представлены в таблице 5-2 и на рис. 5-34. Эти образцы представляют пыкарваамскую, вороньинскую, еропольскую, эмунеретскую и энмываамскую свиты, составляющие более 70% общего разреза ОЧВП на изученной территории (рис. 5-16). Расчеты

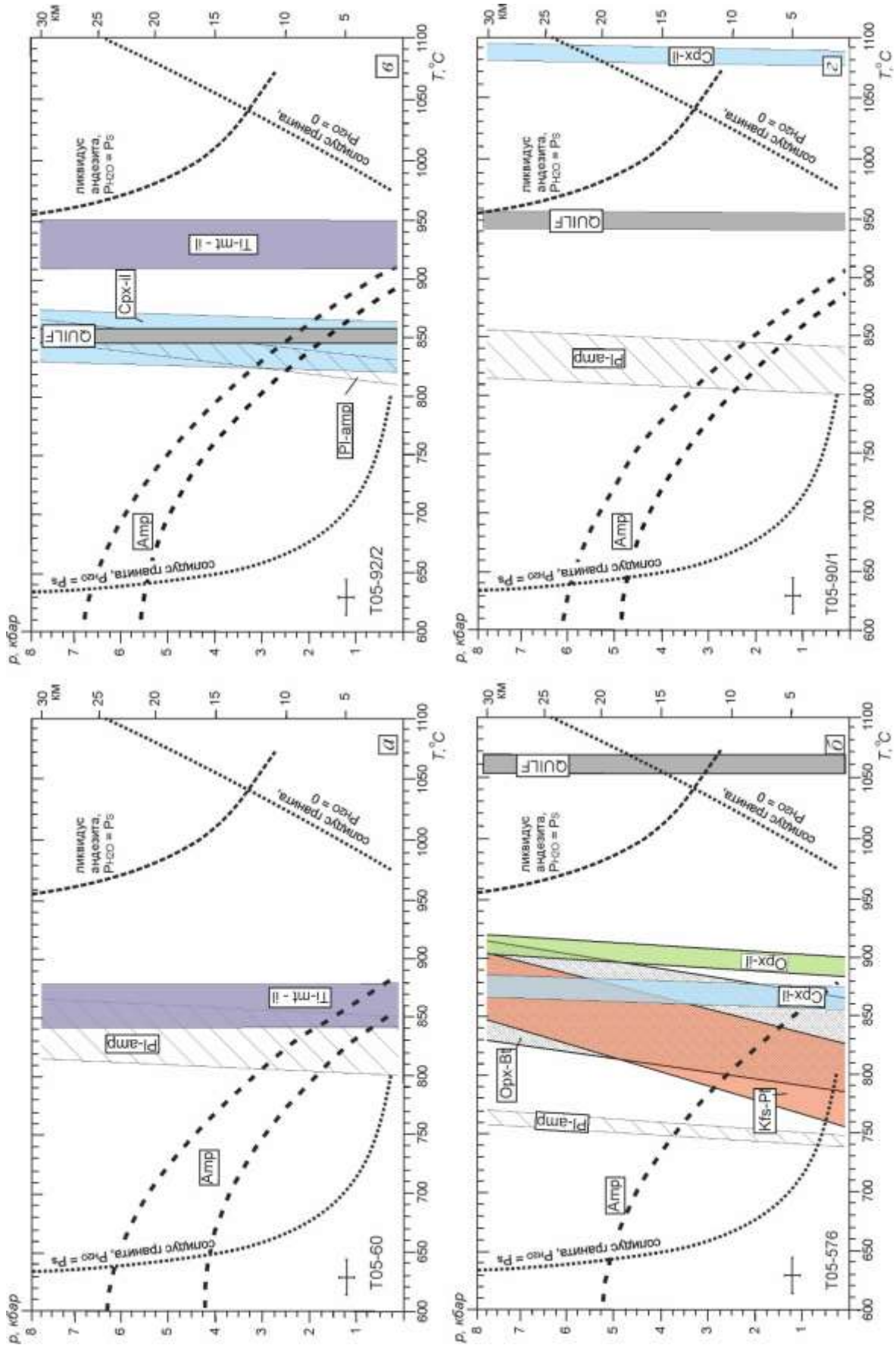


Рис. 5-34. P-T-диаграммы с расчетными областями устойчивости различных парагенезов фенокристов (пояснения см. в тексте). Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевой шпат, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Вт – биотит, Амр – амфибол, Ti-mag – титанмагнетит, Пm – ильменит. Положение линий гранитного солидуса при $P_s = P_{H_2O}$ и $P_{H_2O} = 0$ и ликвидуса андезита при $P_s = P_{H_2O}$ и $P_{H_2O} = 0$ по данным Holland, Rowell [2001]; Eggler [1972]. Длина отрезков в левом нижнем углу диаграммы соответствует величине погрешности 1σ индивидуальных оценок давления и температуры.

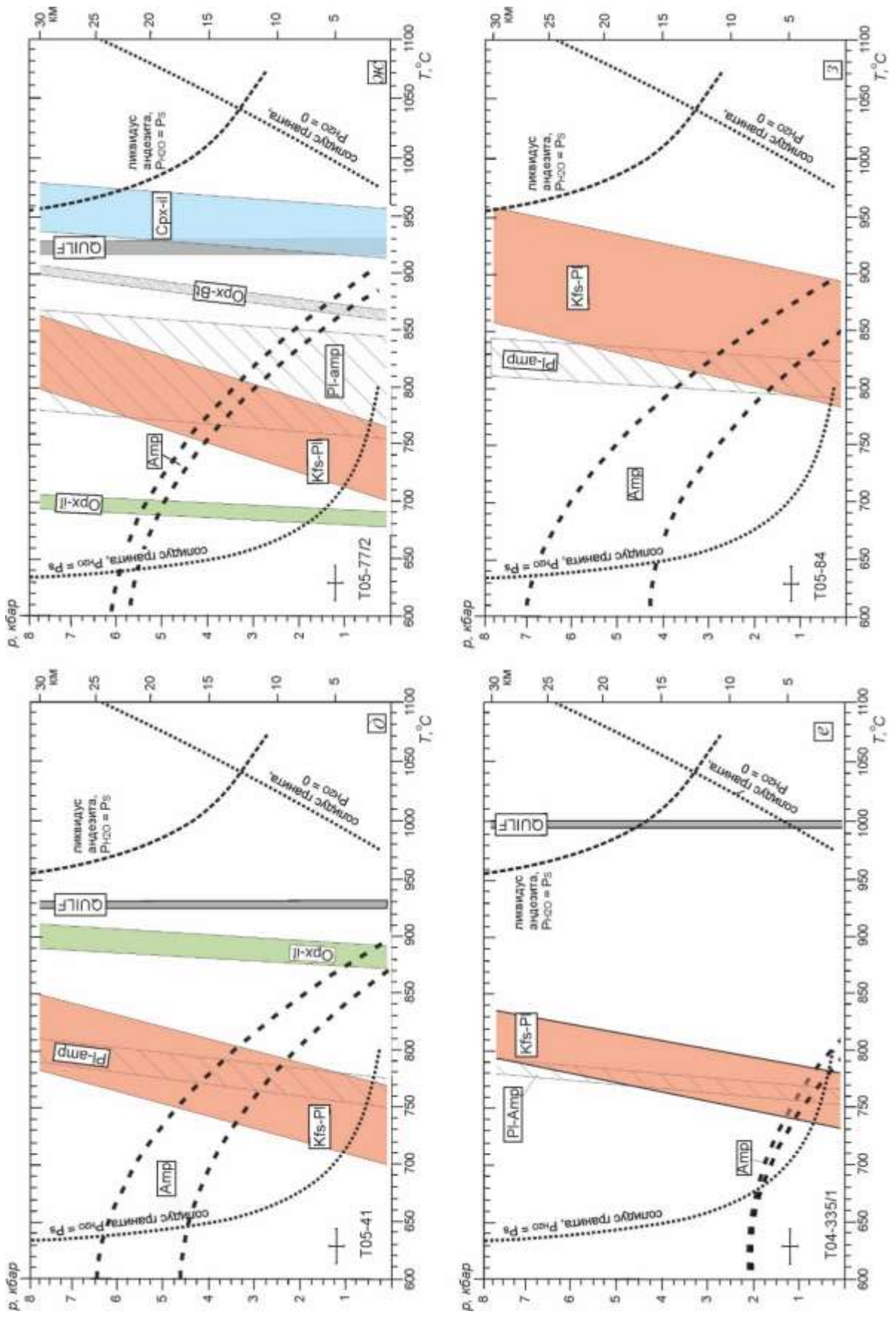


Рис. 5-34 (окончание).

производились по составам предположительно котектических минералов, представленных в гломеропорфировых сростках.

Поскольку температуры, рассчитанные по большинству перечисленных выше геотермометров, зависят от принятого давления, результаты расчетов представляют наклонные линии на pT -диаграммах (рис. 5-34). Для большинства изученных образцов можно лишь примерно оценить температурный диапазон кристаллизации различных минеральных пар. Погрешность оценки температур для использованных минеральных геотермометров не превышает 20-30°C [Manley, Bacon, 2000].

Расчеты показывают, что кристаллизация вкрапленников в рассмотренных образцах протекала большей частью в температурном интервале 750-950°C. Оценки на основе магнетит-ильменит-пироксеновых и клинопироксен-ильменитовых равновесий иногда указывают на более высокие температуры, до 1000-1050°C, что свидетельствует об относительно ранней кристаллизации безводных магматических парагенезов. Расчетные температуры кристаллизации кислых вулканитов прочих магматических провинций [Manley, Bacon, 2000; Nabelek et al., 1987; Idrus et al., 2007] обычно укладываются в интервал 730-800°C. Таким образом, ранние парагенезы вкрапленников вулканитов ОЧВП показывают более высокие значения температуры, чем соответствующие минеральные ассоциации других вулканических провинций (разумеется, в пределах доступной, не слишком богатой выборки). Данный вывод согласуется с тем, что в кислых вулканитах ОЧВП, в отличие от подобных пород других магматических провинций, весьма редки цирконы с древними (унаследованными) ядрами (см. разделы 3.4.2, 3.5.1). Вероятно, при генерации кремнекислых магм ОЧВП во многих случаях достигались температуры, не допускающие сохранения даже таких термостойких минералов, как циркон. Кроме того, если коровый протолит преимущественно имел основной состав (см. раздел 5.2.4), то содержание циркона в нем изначально не было высоким.

Причиной повышенных температур кислых магм ОЧВП может быть, с одной стороны, их относительная "сухость", на что указывает, в частности, распространение безводных парагенезисов вкрапленников. С другой стороны, логично предположить, что объем коровых магм ОЧВП (0.3-0.5 млн км³ – см. главу 4), необычно высокий для окраинно-континентальных вулканических поясов, предполагает повышенные значения теплового потока (например, в связи с кристаллизацией особо крупных андерплейтов – тел базитовых магм у нижней границы коры). Увеличение объема анатектических магм вполне могло сопровождаться и их относительным перегревом.

Из всех полученных результатов с экспериментальными данными [Naney, Swanson, 1980; Cottrell et al., 1999] в наибольшей мере согласуются температуры кристаллизации, полученные

по пироксен-оксидным и плагиоклаз-амфиболовым равновесиям (при определении состава сокристаллизующихся фаз в сростках). Исключение составляет ортопироксен-ильменитовый термометр [Bishop, 1980], для одного из образцов показавший температуры примерно на 200°C ниже, чем прочие геотермометры, использующие равновесия безводных фаз (рис. 5-34ж). Температуры, рассчитанные из данных о распределении щелочей между амфиболом и основной массой [Helz, 1979], иногда сходятся с данными плагиоклаз-амфиболового термометра, но чаще оказываются выше на 100-250°C. Поскольку данный геотермометр предполагает расчет условий кристаллизации наиболее поздних (и, следовательно, низкотемпературных) магматических амфиболов, то правдоподобность таких результатов вызывает сомнения. Оценки температур на основе титанистости амфибола в равновесии с ильменитом [Otten, 1984] тоже представляются завышенными, поскольку для изученных пород нет основания считать амфибол-ильменитовые парагенезы более высокотемпературными, чем амфибол-плагиоклазовые. Информативность двуполевошпатового термометра [Elkins, Grove, 1990] снижается значительным разбросом оценок по индивидуальным образцам (до 160°C), без значимой корреляции с последовательностью формирования анализировавшихся зон кристаллов.

5.3.5. Глубина кристаллизации магм

Единственным эффективным инструментом оценки давления, применимым к изученным породам, является комбинация геобарометра, учитывающего распределение алюминия между амфиболом и полевыми шпатами в равновесии с кварцем, биотитом, сфеном и магнетитом [Anderson, Smith, 1995], и амфибол-плагиоклазового геотермометра [Holland, Blundy, 1994]. Эта методика использовалась, в частности, при расчете условий кристаллизации кислых магм вулканического поля Косо, Калифорния [Manley, Vascon, 2000]. В уравнении равновесия амфибола с прочими фазами переменными являются температура, литостатическое давление и содержание Al в амфиболе, поэтому каждый анализ амфибола определяет положение линии на рТ-диаграмме. На каждой из диаграмм, представленных на рис. 5-34, показаны две кривые, рассчитанные из состава наиболее и наименее глиноземистых амфиболов изученных образцов (за исключением образца T05-576, где проанализировано лишь одно зерно амфибола). Область пересечения этих кривых с расчетными линиями амфибол-плагиоклазового равновесия [Holland, Blundy, 1994] принимается соответствующей рТ-условиям кристаллизации амфибол-плагиоклазового парагенеза. Оценки давлений для индивидуальных образцов варьируют в интервале 1.1-3.0 кбар – несмотря на то, что ошибка, рассчитанная из величины погрешности микроанализа, составляет не более 0.15 кбар. Из рис. 5-35 следует, что котектическая кристаллизация амфибола и плагиоклаза протекала на глубинах от 3 до 15 км. Степень насыщения расплава водой трудно оценить количественно, поскольку неизвестны пропорции

фаз на соответствующей стадии кристаллизации. Ранние бескварцевые парагенезы, свойственные большинству исследованных пород, указывают на значимое отличие состава родоначальной магмы от состава гранитного минимума. Температура, при которой началась кристаллизация фенокристов кислых вулканитов ОЧВП, вероятно, близка температуре андезитового ликвидуса [например, Eggler, 1972]. Относительно высокотемпературные безводные парагенезы (пироксен-оксидные) предположительно формировались в условиях недосыщения водой. Их присутствие согласуется с представлениями о плавлении нижнекорового протолита под воздействием базальтовых магм [например, Hildreth, Moorbath, 1981].

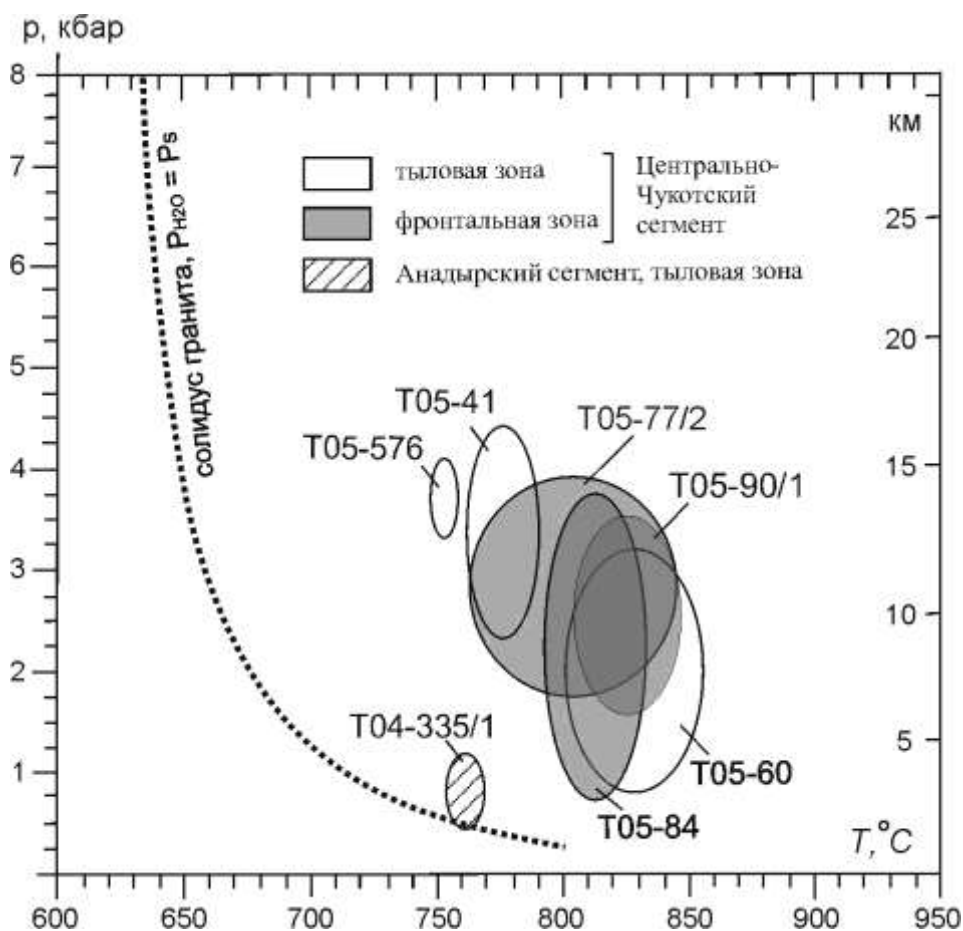


Рис. 5-35. P-T-условия кристаллизации амфибол-плагиоклазовых парагенезов [Holland, Blundy, 1994; Anderson, Smith, 1995] для кислых вулканитов северной части ОЧВП. Линия солидуса гранита при $P_s = P_{H_2O}$ показана в соответствии с данными Holland, Powell [2001].

Шесть из семи образцов, представленных на рис. 5-35, отобраны в пределах Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. Температуры кристаллизации их амфибол-плагиоклазовых пар имеет тенденцию к росту со снижением давления. Возможно, это связано с вариациями содержания воды в магмах: относительно сухие магмы кристаллизуются при более высоких температурах и легче достигают поверхности [например, Pitcher, 1997]. Единственный образец, представляющий Анадырский сегмент ОЧВП, выделяется тем, что его амфибол кристаллизовался при сравнительно низких давлениях, около 1 кбар, в условиях, близких к условиям водонасыщенного солидуса. Однако следует признать, что для выводов о каких-либо

закономерных вариациях литостатического и водного давления при кристаллизации магм ОЧВП требуется более представительный фактический материал.

5.3.6. Фугитивность кислорода

Оценки фугитивности кислорода производились по равновесиям магнетит-ильменит и магнетит-ильменит-пироксен при помощи программы QUILF [Andersen et al., 1993], а также по биотиту в ассоциации с калишпатом, магнетитом и кварцем [Wones, 1981]. Результаты расчетов сведены на диаграмму $T - \lg f_{O_2}$ (рис. 5-36). С учетом вероятной кристаллизации магмы в процессе подъема, для калькуляций по равновесиям оксидных фаз литостатическое давление принято равным 3 кбар, а для равновесия с участием биотита – 2 кбар (при $P_{H_2O} = 1$ кбар). В отличие от оценок температуры и давления, результаты расчетов по биотитовому термооксометру для индивидуальных образцов колеблются в сравнительно узком интервале (от 0.1 до 0.5 лог. ед. f_{O_2}), в согласии со слабыми вариациями магнезиальности биотитов в одном образце (рис. 5-31г-е). Стандартные отклонения результатов, связанные с аналитической погрешностью, имеют близкие значения, до 0.3 лог. ед.

Для четырех образцов, содержащих вкрапленники титаномagnetита, ильменита, пироксенов и биотита, имеется возможность проследить изменение кислородного потенциала по мере кристаллизации, поскольку петрографические данные указывают на более позднее завершение кристаллизации биотита в сравнении с пироксен-оксидными парагенезами (рис. 5-30г, д, е, ж). На рис. 5-36 точки, соответствующие условиям кристаллизации Fe-Ti оксидов, располагаются на 0.5-3 лог. ед. f_{O_2} выше расчетных кривых для биотитов из тех же образцов. Если допустить, что состав биотита отвечает поздним стадиям кристаллизации фенокристов (750-800°C), то эволюция магм в $T - \lg f_{O_2}$ координатах протекает без заметного смещения относительно линий буферных равновесий, за исключением образца T05-576, для которого пироксен-оксидные равновесия показали f_{O_2} несколько ниже буфера QFM, а состав биотита при 750°C на 1 лог. ед. выше буфера NNO (рис. 5-36).

В пределах Центрально-Чукотского сегмента значения расчетной фугитивности кислорода закономерно возрастают от тыловой части вулканического пояса (f_{O_2} от QFM-1 до NNO+1) к фронтальной (от NNO+1 до NNO+3). Для Анадырского сегмента подобная зависимость не выявлена; все образцы из этой части вулканического пояса показали значения f_{O_2} от QFM-1 до NNO+1 (рис. 5-37).

Как известно, магнезиальность биотита может контролироваться не только химическим потенциалом кислорода, но и другими параметрами – в частности, давлением воды. Повышение p_{H_2O} смещает равновесие в реакции $bt^{Fe} + O_2 = Kfs + H_2O + mt$ [Wones, 1981] влево, способствуя снижению Mg# биотита. Соответственно, можно предположить, что вариации магнезиальности биотита из пород ОЧВП связаны не только с различным режимом кислорода, но и с различной

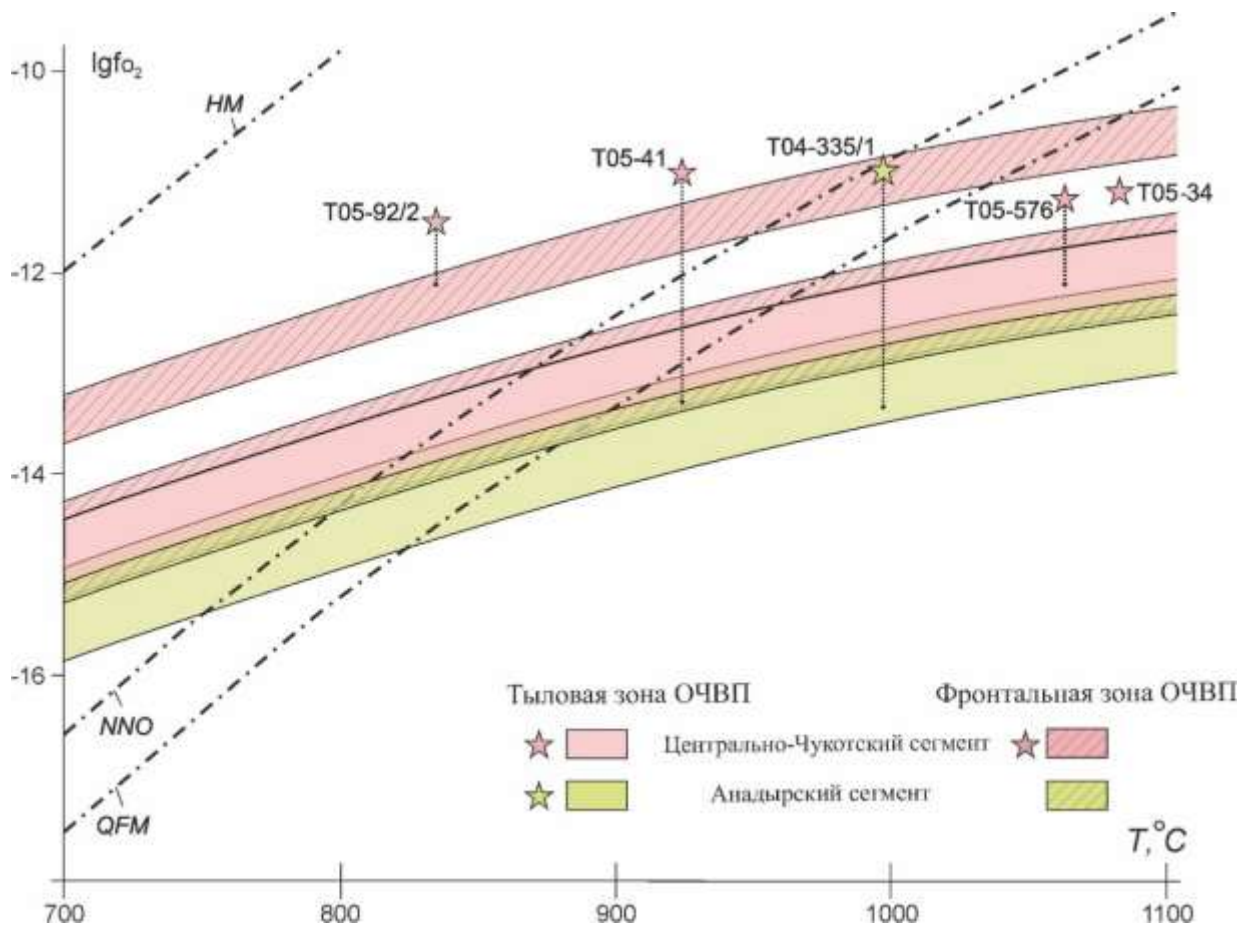


Рис. 5-36. Расчетные области устойчивости биотита из кислых вулканитов северной части ОЧВП на диаграмме $T - \lg f_{O_2}$ [Wones, 1981]. Звездочками показаны результаты оценки T и f_{O_2} по пироксен-оксидным равновесиям с помощью программы QUILF [Andersen et al., 1993]. Вертикальные точечные линии соединяют результаты оценки $T - f_{O_2}$ условий по разным парагенезам из одного образца (пояснения см. в тексте). Линии буферных равновесий: НМ – гематит-магнетит, NNO – никель-бунзенит, QFM – кварц-фаялит-магнетит.

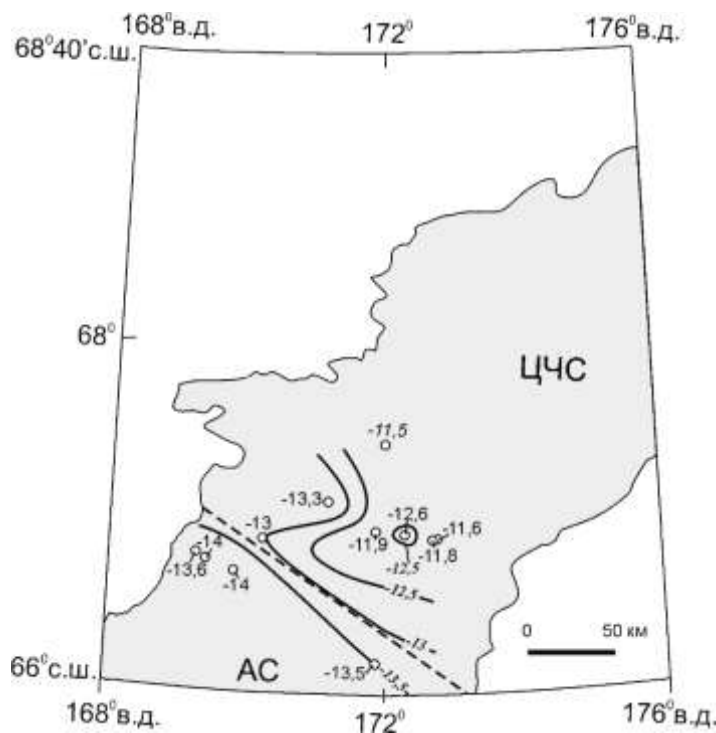


Рис. 5-37. Пространственное распределение значений $\lg f_{O_2}$, рассчитанных из состава биотита [Wones, 1981] для $T = 900^\circ\text{C}$. Серой заливкой показан изученный фрагмент ОЧВП (рис. 5-16). Пунктирная линия – граница Анадырского (АС) и Центрально-Чукотского (ЦЧС) сегментов ОЧВП.

степенью водонасыщенности магм. Тем не менее, ряд обстоятельств указывает на то, что главным фактором, контролирующим отношение Mg/Fe в биотите, является именно кислородный потенциал:

- 1) для значимых изменений $Mg\#$ биотита необходимы весьма существенные (от 1 кбар) вариации p_{H_2O} ;
- 2) закономерное увеличение кислородного потенциала от тыловой части Центрально-Чукотского сегмента к фронтальной подтверждается данными по оксидным (безводным) равновесиям (рис. 5-36).

Главным фактором, определяющим окислительно-восстановительные условия для коровых магм, принято считать наличие или отсутствие высоковосстановленных фаз в протолите, в первую очередь органического вещества в метапелитах [Czamanske et. al., 1981]. Это положение согласуется с геофизическими данными [рис. 2-9; Гравиметрическая..., 2004], согласно которым кора под фронтальной зоной ОЧВП тоньше и плотнее, чем под тыловой. Вероятно, возрастание окисленности магм с приближением к океану связано с тем, что в этом направлении в коре возрастает доля ювенильного островодужного материала, как правило, бедного органическим веществом в сравнении с осадками пассивных окраин и задуговых бассейнов.

Независимо от вклада различных факторов, определяющих уровень фугитивности кислорода в кремнекислых магмах, наличие зоны повышенного градиента расчетной фугитивности кислорода (рис. 5-37) согласуется с моделью, предполагающей поступление кремнекислых магм из крупных взаимно изолированных магматических камер. Внутри каждой из таких камер кислородный потенциал, будучи интенсивным параметром состояния системы [Жариков, 2005], выдерживается примерно на одном уровне. Переход же от одной камеры к другой, в случае существенных различий состава протолита, может сопровождаться значимыми изменениями f_{O_2} . Таким образом, *вулканические области, выявляемые на основе данных о составе биотита и амфибола вкрапленников в кремнекислых вулканитах, могут интерпретироваться как своеобразные проекции крупных коровых очагов на поверхность.* Насколько видно из рис. 5-37, размер таких очагов в плане составляет не менее нескольких десятков километров. Такой же порядок размеров, согласно геофизическим данным, имеют крупные внутрикоровые очаги в областях современного окраинно-континентального магматизма. Например, в Центральных Андах под вулканической областью Альтиплано-Пуна сейсмические данные показывают присутствие области частичного плавления пород на глубине от 17 до 19 км. Размеры этой области в плане составляют примерно 70 x 300 км [de Silva, Gosnold, 2007].

В кратком изложении, изучение состава вкрапленников в кремнекислых вулканитах северной части ОЧВП показало следующее:

1. Общий температурный диапазон кристаллизации фенокристов изученных пород составляет 750-1050°C. Безводные парагенезисы, включающие пироксены и Fe-Ti оксиды, в общем случае являются более высокотемпературными, чем парагенезисы с амфиболом и биотитом.
2. С экспериментальными данными [Naney, Swanson, 1980; Cottrell et al., 1999] в наибольшей мере согласуются результаты, полученные с помощью программы QUILF [Andersen et al., 1993] и амфибол-плагиоклазового геотермометра [Holland, Blundy, 1994].
3. Расчетные температуры в ряде случаев оказались заметно выше, чем результаты оценок по тем же парагенезисам для прочих вулканических провинций Земли. Это может объясняться сравнительно низким давлением воды в первичных кислых магмах ОЧВП, а также повышенными значениями теплового потока, связанными с присутствием крупных тел базитовых магм вблизи основания коры.
4. Магнезиальность фенокристов биотита и амфибола обнаруживает отчетливые пространственные вариации, предположительно связанные с различным режимом кислорода в питающих магматических камерах. Для фронтальной зоны Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП уровень расчетной f_{O_2} варьирует между NNO+1 и NNO+3, для Анадырского сегмента и для тыловой зоны Центрально-Чукотского – между QFM-1 и NNO+1. Пространственные различия в фугитивности кислорода могут быть связаны как с разным содержанием высоковосстановленных фаз (в частности, органического углерода) в коровом протолите, так и с воздействием мантийных магм или их флюидов.
5. При относительно однородном валовом составе "предельных" кремнекислых вулканитов составы вкрапленников Fe-Mg силикатов могут существенно различаться, что позволяет использовать микроанализ фаз в качестве дополнительного инструмента для расчленения и корреляции вулканогенных толщ.

Глава 6

КРУПНЫЕ ПРОВИНЦИИ КРЕМНЕКИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА ЗЕМЛИ И МОДЕЛЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

6.1. Обзор крупнейших фанерозойских областей кремнекислого вулканизма

Данные, представленные в публикациях и в главах 1-5 настоящей работы, позволяют определить место Охотско-Чукотского пояса в ряду прочих магматических провинций и попытаться ответить на вопрос, насколько специфичны условия, в которых образуются подобные вулканические пояса. Сравнение магматических областей, формирующихся в сходной тектонической обстановке и обладающих близкими характеристиками объема, строения, продолжительности формирования и состава пород, дает основу для обсуждения соответствующих генетических моделей. Содержащийся в настоящей главе обзор затрагивает магматические области не древнее палеозоя. Архейско-протерозойские магматические провинции исключены из рассмотрения, во-первых, из-за их худшей сохранности, и во-вторых, из-за того, что сравнение эндогенных процессов раннего докембрия и фанерозоя предполагает анализ глобальных изменений состояния литосферы, что уводит далеко за пределы тем, обсуждаемых в данной работе.

6.1.1. LIP и SLIP

Крупнейшие магматические провинции Земли с начала 1990-х гг. принято выделять в особый класс, получивший название LIP (*Large Igneous Provinces*). Наиболее известные провинции этого рода отображены на рис. 6-1. Изначально термин LIP распространялся на области внутриплитного, преимущественно базитового вулканизма, включая трапповые провинции континентов, вулканические пассивные окраины и разнообразные океанические провинции: вулканических плато, океанических котловин и хребтов, за исключением срединных [Coffin, Eldholm, 1992, 1994]. Позже появилось предложение добавить в список LIP магматические образования самых разных геодинамических обстановок, в том числе некоторые надсубдукционные вулканические и плутонические пояса, крупные расслоенные базитовые интрузивы и срединно-океанические хребты [Sheth, 2007]. Авторы наиболее поздней, на данный момент, обобщающей публикации, посвященной ревизии определения LIP [Bryan, Ernst, 2008], рекомендуют вернуться к представлениям о чисто внутриплитном происхождении магматических провинций данного типа. Предложенная этими авторами схема классификации

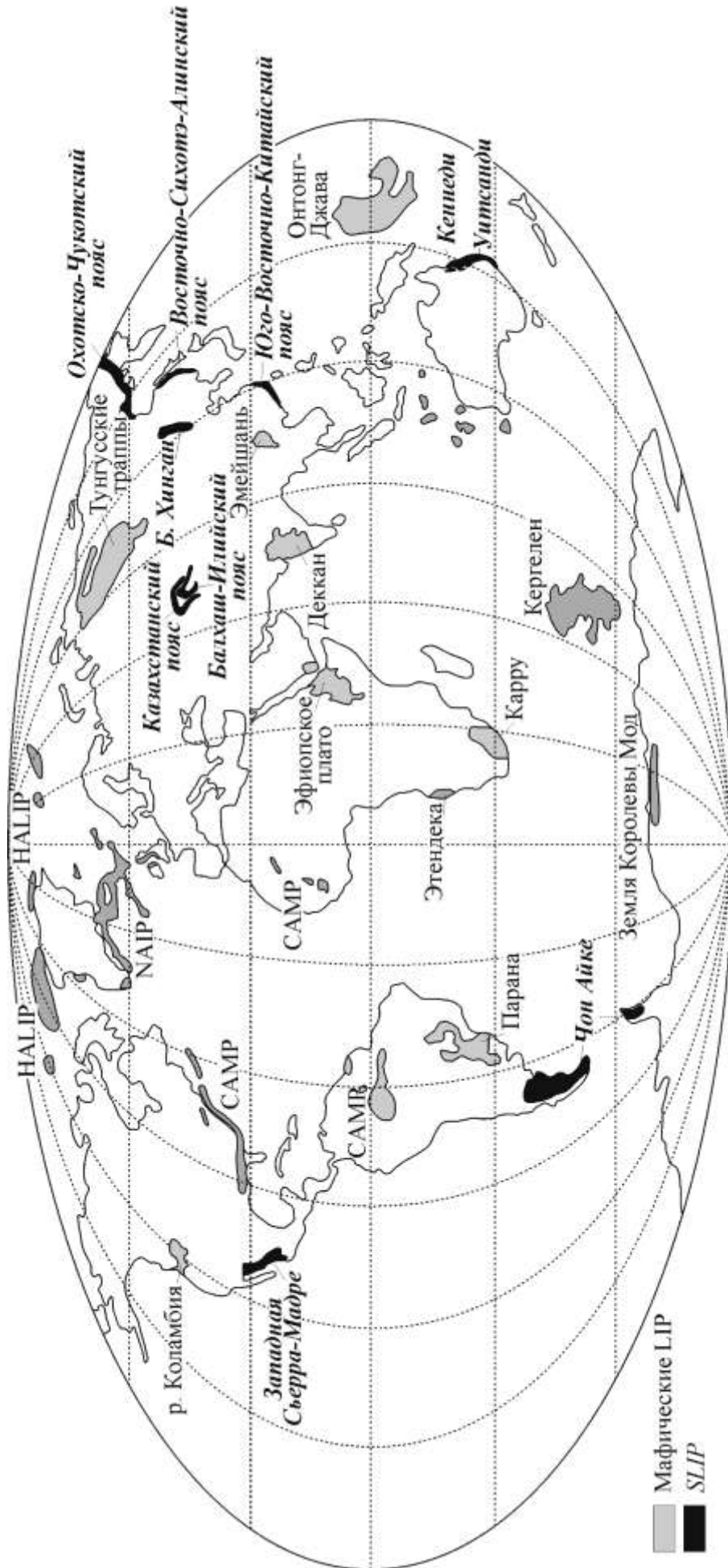


Рис. 6-1. Крупнейшие вулканические провинции фанерозоя [Вуан et al., 2002, с дополнениями]. Сокращения названий провинций: САМР – Центрально-Атлантическая, НАИР – Северо-Атлантическая, НАЛП – провинция Высокой Арктики.

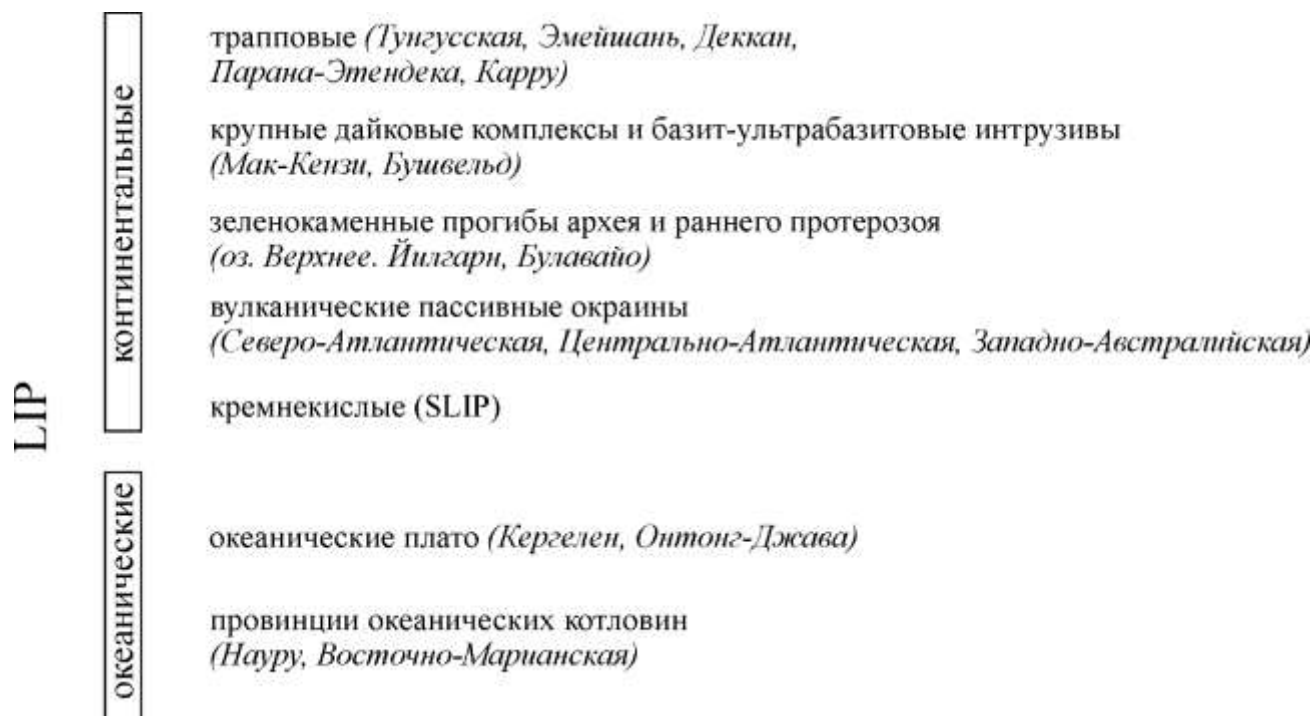


Рис. 6-2. Классификация крупных магматических провинций [по Bryan, Ernst, 2008].

крупных магматических провинций приведена на рис. 6-2. Чтобы исключить из общего списка срединно-океанические хребты и области надсубдукционного магматизма, для LIP были установлены пределы размера (не менее 100 тыс. км²), объема (не менее 100 тыс. км³) и продолжительности формирования (не более 50 млн лет). В тексте данной работы понятие "крупная магматическая провинция" определяется именно этими объемно-временными характеристиками.

К традиционно выделяемым существенно базитовым LIP С. Брайаном и Д. Эрнстом [Bryan, Ernst, 2008] было предложено добавить еще несколько областей, где в составе продуктов извержений резко преобладают породы риолитового и дацитового состава. Этот класс магматических областей получил наименование SLIP (*Silicic Large Igneous Provinces*), и они представляют особый интерес в контексте сравнения с Охотско-Чукотским поясом.

На сегодняшний момент в литературе описаны всего четыре фанерозойские SLIP (рис. 6-1):

- (1) Кеннеди (Северо-Восточная Австралия, средний карбон – ранняя пермь),
- (2) Чон Айке (Патагония и Антарктический полуостров, средняя-поздняя юра),
- (3) Уитсанди (Восточная Австралия, ранний мел),
- (4) Западная Сьерра-Мадре (Мексика, эоцен-миоцен).

В качестве геодинамической обстановки, благоприятной для формирования магматических провинций этого типа, указывается обстановка растяжения, связанного либо с расколом континента, либо с задуговым рифтингом [Ewart et al., 1992; Riley et al., 2001; Bryan,

Ernst, 2008]. Тем не менее, остается нерешенным ряд вопросов, касающихся генезиса SLIP, в частности:

1) *чем объяснить относительную редкость формирования SLIP в сравнении с обычными базитовыми LIP?*

2) *какие факторы необходимы для формирования SLIP, и какие из них являются ведущими?*

3) *чем объяснить факт пространственной связи SLIP с активными окраинами континентов (если считать, что все подобные провинции имеют внутримитное происхождение)?*

В контексте настоящей работы к перечисленным выше вопросам добавляется еще один – *чем объяснить несомненное сходство Охотско-Чукотского пояса с каждой из указанных выше SLIP?* Это сходство касается структурной позиции, объема изверженного материала, доли кремнекислых вулканитов, продолжительности формирования, а также некоторых деталей геологического строения и вещественного состава пород (см. разделы 6.1.2 по 6.1.5).

Обзор публикаций показывает, что Охотско-Чукотский пояс не уникален в своем сходстве с типичными SLIP. Хотя было бы ошибкой утверждать, что на Земле много существенно кремнекислых вулканических областей объемом $10^5 - 10^6$ км³, но все же сходными объемно-временными характеристиками обладают еще по меньшей мере пять вулканоплутонических поясов Азии (рис. 6-1):

- 1) Казахстанский девонский (ранний–поздний девон),
- 2) Балхаш-Илийский (карбон–пермь),
- 3) Большой Хинган (поздняя юра – ранний мел),
- 4) Юго-Восточно-Китайский (ранний–поздний мел),
- 5) Восточно-Сихотэ-Алинский (сеноман–палеоцен).

Четыре из этих пяти магматических провинций в современных палеотектонических реконструкциях рассматриваются в качестве окраинно-континентальных поясов андийского типа (за исключением провинции Большого Хингана, где связь с субдукционной системой не столь очевидна). *Вместе с четырьмя "признанными" SLIP и Охотско-Чукотским поясом указанные вулканические пояса являются крупнейшими фанерозойскими областями кремнекислого вулканизма Земли.* Сравнительная характеристика этих магматических провинций позволяет выделить их общие особенности, не зависящие от регионального контекста – и, таким образом, приблизиться к решению вопроса об их генезисе.

В сжатой форме основные сведения о рассматриваемых провинциях сведены в таблице 6-1. Разделы с 6.1.2. по 6.1.10 включают краткие описания геологического строения, истории формирования и вещественного состава пород каждой из упомянутых выше девяти провинций,

Таблица 6-1. Краткая характеристика крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма

Название	Протяженность, км	Площадь, тыс. км ²	Объем, тыс. км ³	Доля кислых вулканитов, %	Время начала и окончания формирования, млн лет	Источник
Казахстанский пояс	2100	350*	1004*	58	414– 384(360?)	<i>Бахтеев, 1987</i>
Балхаш- Илийский пояс	1700	275	1200* 350**	65-70	340–250(?)	<i>Бахтеев, 1987;</i> <i>Сейтмуратова, 2002</i>
Пояс Большого Хингана	1000	100	>100	70-80	162–111	<i>Wang et al., 2006;</i> <i>Zhang et al., 2008</i>
Юго-Восточно- Китайский пояс	1800	80	>130	90	150–80	<i>Zhou et al., 2006;</i> <i>Wang, Shu, 2012;</i> <i>Тихоокеанская..., 1991</i>
Охотско- Чукотский пояс	3300	>390	>800	60	106–74	<i>Котляр и др., 1981;</i> <i>Акинин, Миллер, 2011;</i> <i>данная работа</i>
Восточно- Сихотэ- Алинский пояс	1400	110	>100	70	100–60	<i>Михайлов, 1989а, 1989б;</i> <i>Геодинамика,</i> <i>магматизм..., 2006;</i> <i>Сахно, Акинин, 2008</i>
Кеннеди	1900	н/д	>500	≥90	357–260	<i>Bain, Draper, 1997;</i> <i>Bryan et al., 2003;</i> <i>Champion, Bultitude, 2013;</i>
Чон Айке	3000	>100	>230	≥75	188–153	<i>Pankhurst et al., 1998,</i> <i>2000; Riley et al., 2001</i>
Уитсанди	2500	>500****	>2200***	≥75	132–95	<i>Bryan et al., 2000, 2002;</i> <i>Bryan, Ernst, 2008</i>
Западная Сьерра-Мадре	2000	>390	>390	≥75	45–18	<i>Cameron et al., 1980;</i> <i>Ferrari et al., 2002, 2007;</i> <i>Aguirre-Diaz, Labarthe- Hernandez, 2003</i>

Примечания. В некоторых приведенных источниках нет описания процедуры подсчета объемов вулканических провинций, а указан лишь конечный результат, что снижает корректность сопоставления.

* оценки включают предполагаемый объем эродированных вулканических комплексов;

** без вулканитов фамен–раннекаменноугольного возраста и без эродированных комплексов;

*** в оценку включен объем осадочных комплексов (> 2 млн км³), предположительно представляющих переотложенный вулканогенный материал данной провинции;

**** в оценку включена предполагаемая площадь распространения под морскими акваториями.

начиная с "признанных" SLIP. Приведенные сведения скомпилированы из опубликованных данных. Главные источники информации указаны в скобках после заголовка каждого из разделов.

Для каждой из рассматриваемых провинций приведены следующие сведения:

- географическое положение и размеры в плане;
- расположение в региональной геологической структуре;
- принятое районирование провинции;
- данные о возрасте пород, в том числе результаты U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования;
- краткое описание возраста и состава комплексов фундамента;
- следы тектонических процессов, синхронных с вулканическим событием или случившихся позже;
- общее описание разреза провинции и характера зональности в распределении вулканогенных образований различного состава;
- описание главных петрографических и петрогеохимических особенностей изверженных пород;
- сведения об изотопном составе пород и изотопной зональности провинции;
- оценка объема вулканогенных образований;
- наиболее популярные тектонические модели, объясняющие генезис провинции.

Предлагаемый обзор включает данные из различных источников, и единой стандартной формы подачи информации, к сожалению, добиться сложно. Впрочем, для решения задач настоящего исследования полная стандартизация сведений не представляется неперенным условием.

Разделы 6.2 и 6.3 посвящены сравнению крупных областей кремнекислого вулканизма фанерозоя и рассмотрению генетических моделей. В заключительном разделе 6.4 обсуждаются вопросы терминологии и критерии выделения крупных магматических провинций.

6.1.2. Провинция Кеннеди

[Bain, Draper, 1997; Withnall, Cranfield, 2013]

Вулканогенные и плутонические комплексы каменноугольно-пермского возраста широко распространены на территории северо-восточной Австралии (провинция Квинсленд). Эти образования выделялись в составе магматической провинции, в различных источниках именовавшейся "Магматической провинцией береговых хребтов" (*Coastal Ranges Igneous Province*) [Henderson, 1980], "Вулканоплутонической провинцией Северного Квинсленда" (*North Queensland Volcanic and Plutonic Province*) [Day, 1983], провинцией Кеннеди (*Kennedy*) [Bain, Draper, 1997] или "магматической ассоциацией Кеннеди" [Champion, Bultitude, 2013]. В

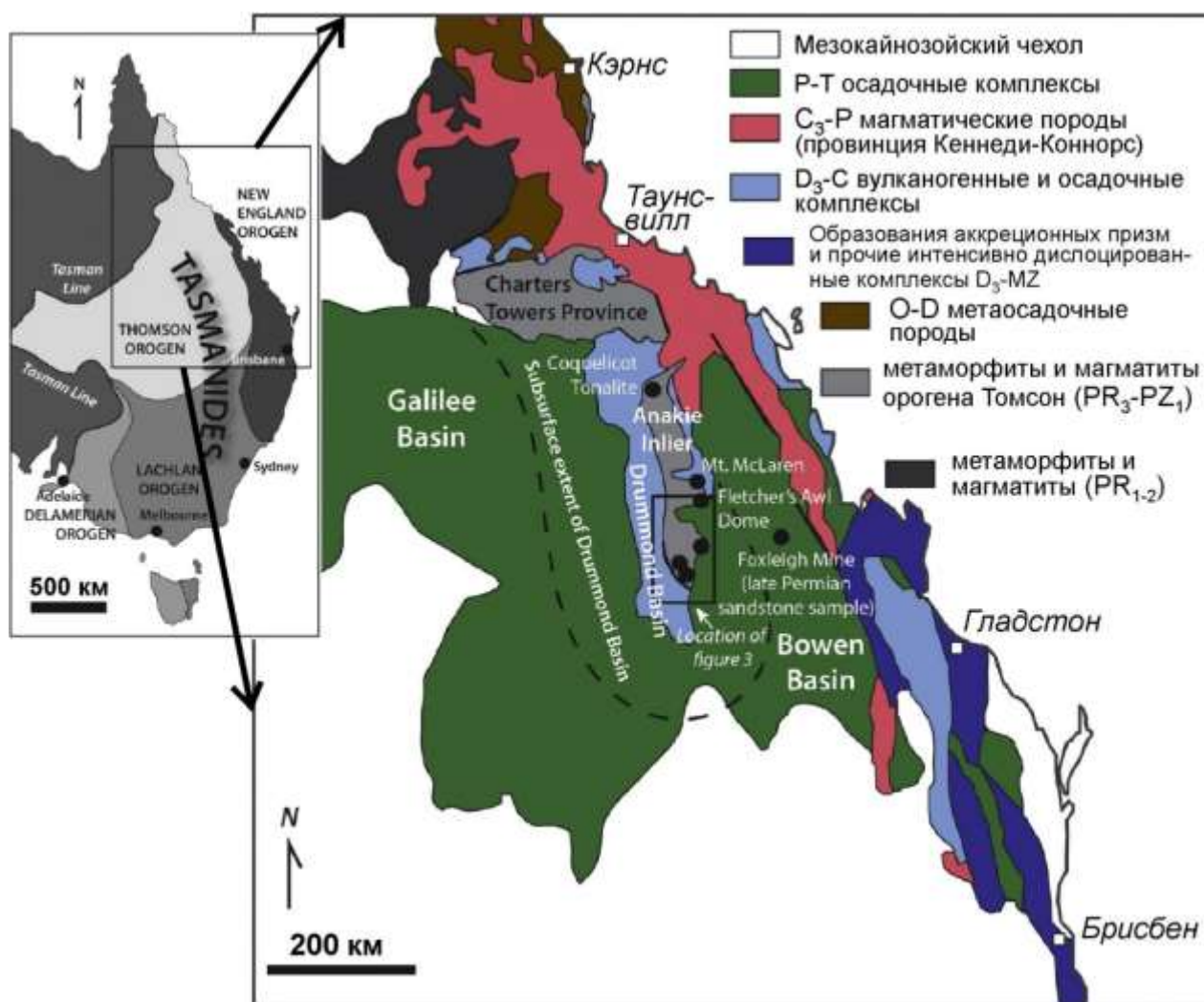


Рис. 6-3. Схематическая геологическая карта северо-восточной Австралии [Verdel et al., 2016] с указанием положения выходов магматических комплексов провинции Кеннеди.

публикациях последних лет [Bryan et al., 2002] в состав данной провинции включены сформированные примерно в это же время магматические ареалы Коннорс (*Connors*) и Обурн (*Auburn*), расположенные у восточного побережья Австралии несколько южнее, внутри орогена Новой Англии. Участки выхода соответствующих магматических комплексов на поверхность показаны на рис. 6-3 и 6-4.

Территория, включающая фрагменты вулканических полей и гранитоидные плутоны карбона-перми, простирается вдоль современной окраины Австралийского континента не менее чем на 1900 км [Bryan et al., 2003]. С учетом присутствия подобных вулканитов на севере полуострова Кейп-Йорк, в районе пролива Торреса (острова Моа и Принца Уэльского) и на острове Новая Гвинея, общая протяженность провинции превышает 2500 км при ширине до 300 км. Без сомнения, во время каменноугольно-пермского магматического события площадь, занятая вулканитами, была в несколько раз больше современной.

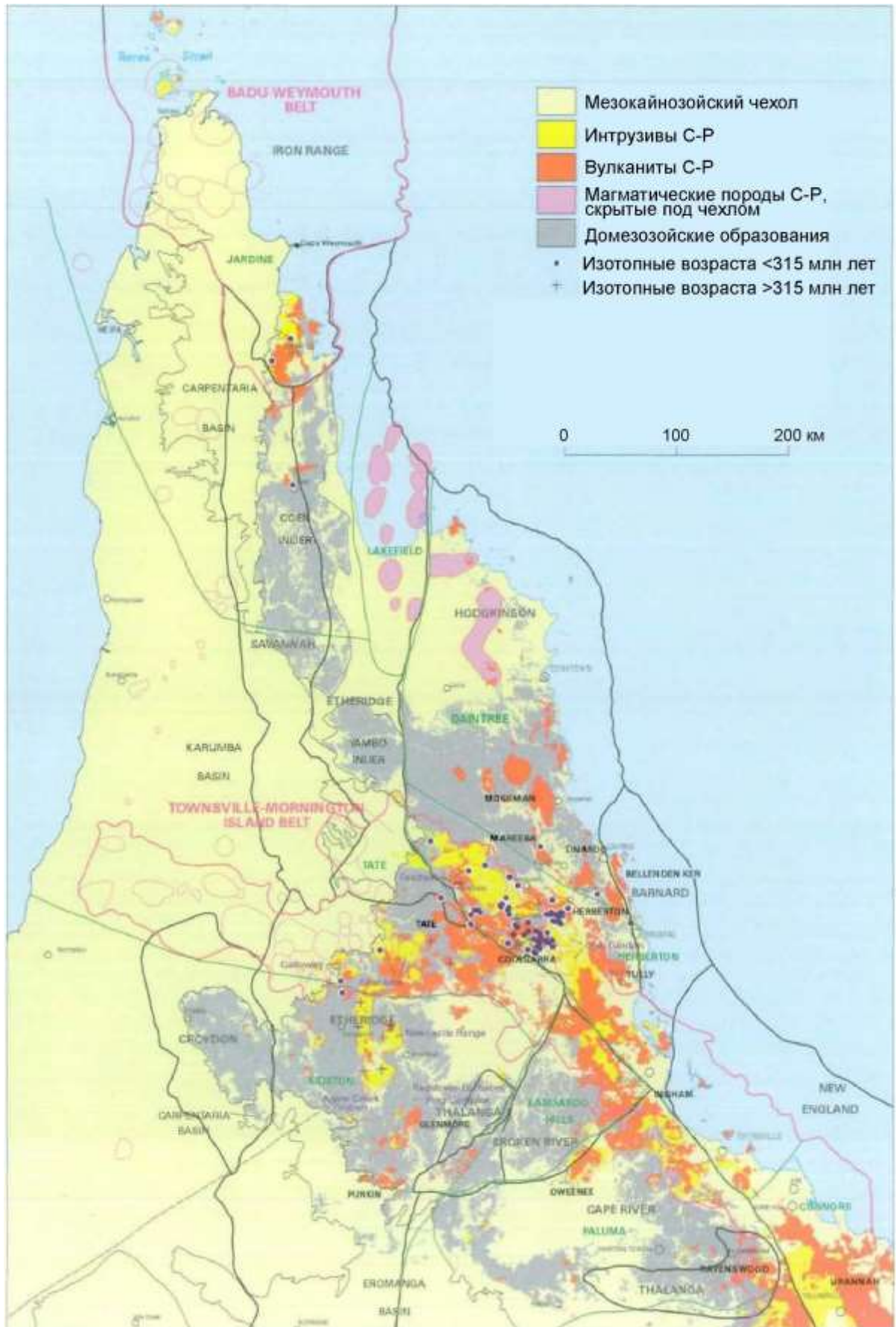


Рис. 6-4. Распространение позднепалеозойских магматических комплексов на территории северного Квинсленда [Bain, Draper, 1997].

Наиболее древний U-Pb возраст цирконов из пород фундамента провинции Кеннеди (амфиболитов и гнейсовидных гранитов субпровинции Форсайт) – 1695-1675 млн лет. В составе раннепротерозойских комплексов преобладают метаморфизованные интрузивы и вулканогенные толщи основного состава; также присутствуют гранитоиды, гнейсы, кварциты, двуслюдяные сланцы, филлиты. Степень метаморфизма протерозойских пород варьирует от зеленосланцевой до гранулитовой. В южном и восточном направлении возраст фундамента убывает. Наиболее крупные блоки сложены комплексами (1) позднего протерозоя – кембрия (например, слюдяные сланцы и кварциты провинции Кейп-Ривер (*Cape River*)); (2) позднего кембрия – ордовика (мощные вулканогенные и осадочные толщи, интродуцированные гранитоидными плутонами и местами метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций), (3) силура – среднего девона (крупные гранитоидные батолиты провинции Пама (*Pama*) и терригенно-карбонатные осадочные толщи), (4) девона-раннего карбона (мощные зеленосланцевые толщи по турбидитам провинции Ходжкинсон (*Hodgkinson*); осадочные и вулканогенные комплексы континентальных и задуговых бассейнов; массивы гранитоидов, непрерывные серии субаэральных и субаквальных вулканитов). Вулканиты провинции Кеннеди практически повсеместно отделены от комплексов фундамента поверхностью регионального углового несогласия. Для наиболее молодых магматических образований фундамента провинции Кеннеди, гранитоидных плутонов провинции Пама, получены изотопные возрасты в интервале 431-380 млн лет. В северной части орогена Новой Англии (рис. 6-3) извержениям существенно кремнекислых магм предшествовало магматическое событие с возрастом 380-365 млн лет [Bryan et al., 2003]. Таким образом, продолжительность магматической паузы перед началом формирования провинции Кеннеди в разных сегментах указанной провинции составляет от 5 до 20 млн лет.

В составе провинции Кеннеди принято выделять два вулканических пояса, Таунсвилл-Морнингтон (*Townsville-Mornington*) и Баду-Веймаут (*Badu-Weimouth*). Эти структуры разделены промежутком протяженностью около 250 км, где палеозойские образования скрыты мощным мезокайнозойским чехлом (рис. 6-4). Поскольку присутствие позднепалеозойских вулканитов под чехлом подтверждено бурением, а породы двух указанных поясов не имеют принципиальных различий возраста и состава, есть резон считать эти геоструктуры фрагментами единого магматического пояса. В современных очертаниях вулканической провинции просматриваются признаки структуры, ориентированной резко несогласно к простиранию границы континента и всего магматического пояса (рис. 6-3, 6-4). Если данная структура не является продуктом неравномерной эрозии, она может рассматриваться в качестве аналога поперечных "протуберанцев" ОЧВП (см. раздел 2.2).

Согласно данным из [Bain, Draper, 1997], изотопный возраст пород провинции Кеннеди (преимущественно SHRIMP U-Pb определения) варьирует в интервале 340-260 млн лет. Не менее 80% объема магматических пород сформировано в течение позднего карбона и ранней перми (310-280 млн лет). Отмечена тенденция к омоложению вулканитов в северо-восточном направлении (к океану), хотя есть и ряд отступлений от этой закономерности. В более поздней работе [Withnall, Henderson, 2012] есть указание на существование двух возрастных кластеров магматических пород: 357-335 млн лет (турнейский и визейский века) и 305-270 млн лет (с касимовского века позднего карбона по кунгурский век ранней перми). Данные, приведенные в работе [Champion, 2013], возвращают верхнюю возрастную границу провинции Кеннеди к уровню 260 млн лет, установленному в 1990-е гг. Время формирования провинции, указанное в таблице 6-1, учитывает всю совокупность доступных данных. Общая продолжительность активной вулканической деятельности здесь превышает 50 млн лет, которые С. Брайан и Р. Эрнст [Bryan, Ernst, 2008] рассматривают в качестве порогового значения для SLIP. Факт существования как минимум двух кластеров изотопных возрастов пород провинции Кеннеди указывает на вероятное пространственное совмещение вулканических ареалов, связанных с разными тектоническими событиями. Как минимум один из этих эпизодов удовлетворяет критериям SLIP в полной мере.

Признаки значимых компрессионных деформаций пород провинции Кеннеди описаны только в ее фронтальной зоне. Позднепалеозойские гранитоидные массивы здесь огнейсованы, а вулканиты местами смяты в складки с наклоном крыльев 20-30° (вблизи разрывов – до 90°). Оси складок вытянуты в север-северо-западном направлении, согласно простиранию всего вулканического пояса. Объемная доля плутонических образований здесь гораздо выше, чем в тыловой части провинции, что указывает на относительно глубокий уровень эрозии (не менее 2 км). Возраст деформаций предположительно позднепермский. В тыловой части провинции следы общей компрессии выражены сравнительно слабо. Согласно распространенному мнению, провинция Кеннеди формировалась в обстановке растяжения, возможно, с участием сдвиговой компоненты. Часто вулканитами выполнены грабены, преимущественно северо-западного и север-северо-западного простирания. Также широко распространены кальдеры и их кластеры (рис. 6-5). На флангах кальдер наклон вулканогенных покровов может достигать 60-70°, во внутренних частях кальдер и вне кальдер не превышает 10-15°.

В обобщенном разрезе провинции Кеннеди преобладают риолитовые и дацитовые игнимбриты с различным объемным соотношением витро-, лито- и кристаллокластов. В меньшем количестве присутствуют риолитовые и дацитовые лавы, а также лавы и туфы андезитов и базальтов. Условия извержений практически повсеместно субаэральные. Среди вулканитов встречаются прослой вулканомиктовых осадочных пород (от туфоконгломератов до

туфоалевролитов), изредка – известняков. Мощность частных разрезов вулканитов местами превышает 3 км, а мощность отдельных стратонов, сложенных вулканомиктовыми осадочными породами – 1 км. Отмечена тенденция к увеличению доли базальтов и андезитов в верхних и нижних частях разреза. Верхние вулканогенные стратоны, а также сопровождающие вулканические поля дайковые рои нередко характеризуются контрастным базальт-риолитовым составом.

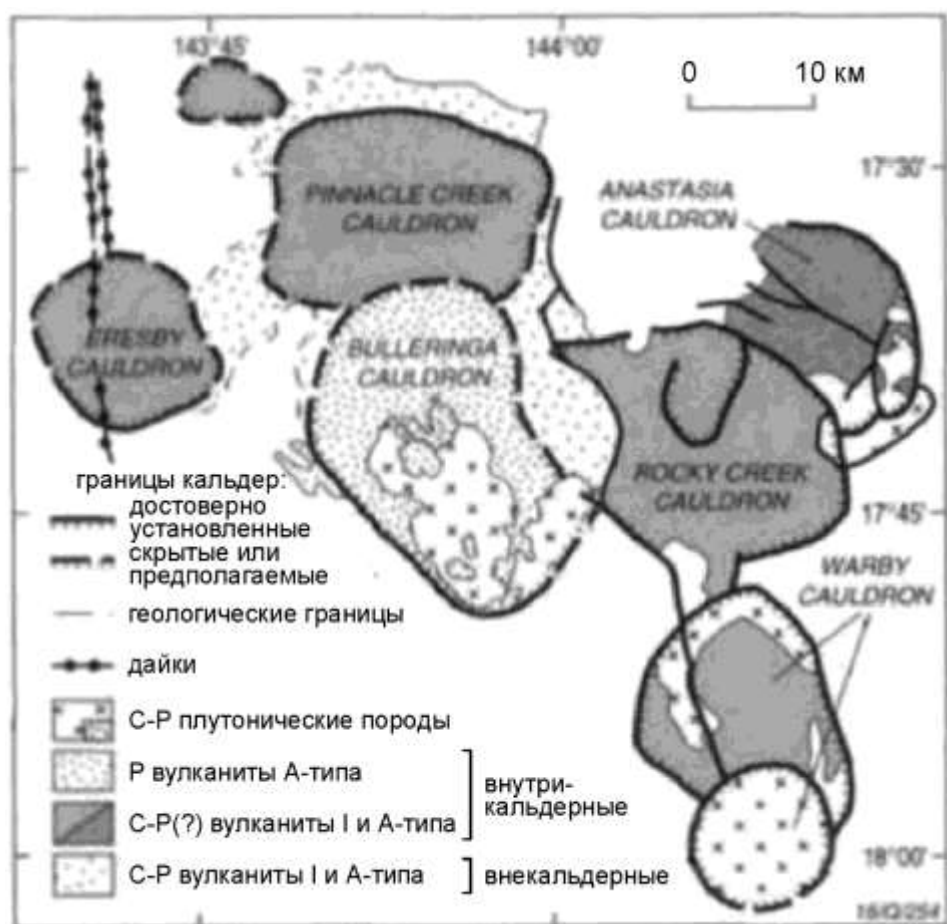


Рис. 6-5. Кальдеры вулканической группы Скардонс (*Scardons*), район Джорджтаун (северный Квинсленд, Австралия) [Bain, Draper, 1997].

Вкрапленники кремнекислых вулканитов представлены кварцем, К-На полевым шпатом, олигоклазом-андезином, биотитом, амфиболом, реже пироксеном. Из акцессорных минералов наиболее распространены титаномагнетит, ильменит, циркон, апатит и ортит. Среди гранитоидных плутонов провинции Кеннеди отмечены литий-фтористые разновидности, содержащие топаз, флюорит и литиевые слюды [Johnston, Chappell, 1992]. Матрикс вулканитов девитрифицирован, но в редких случаях вулканическое стекло сохранилось (есть обсидианы и витрофиры). В андезитах вкрапленники – плагиоклазы (от битовнита до олигоклаза), ромбические и моноклинные пироксены, амфиболы. В базальтах, помимо плагиоклаза и пироксенов, изредка присутствуют фенокристы оливина и акцессорные хромшпинелиды.

Примерно 90% объема вулканитов провинции Кеннеди, согласно оценкам [Champion, Bultitude, 2013], составляют кремнекислые породы, из них около 75% приходится на риолиты и

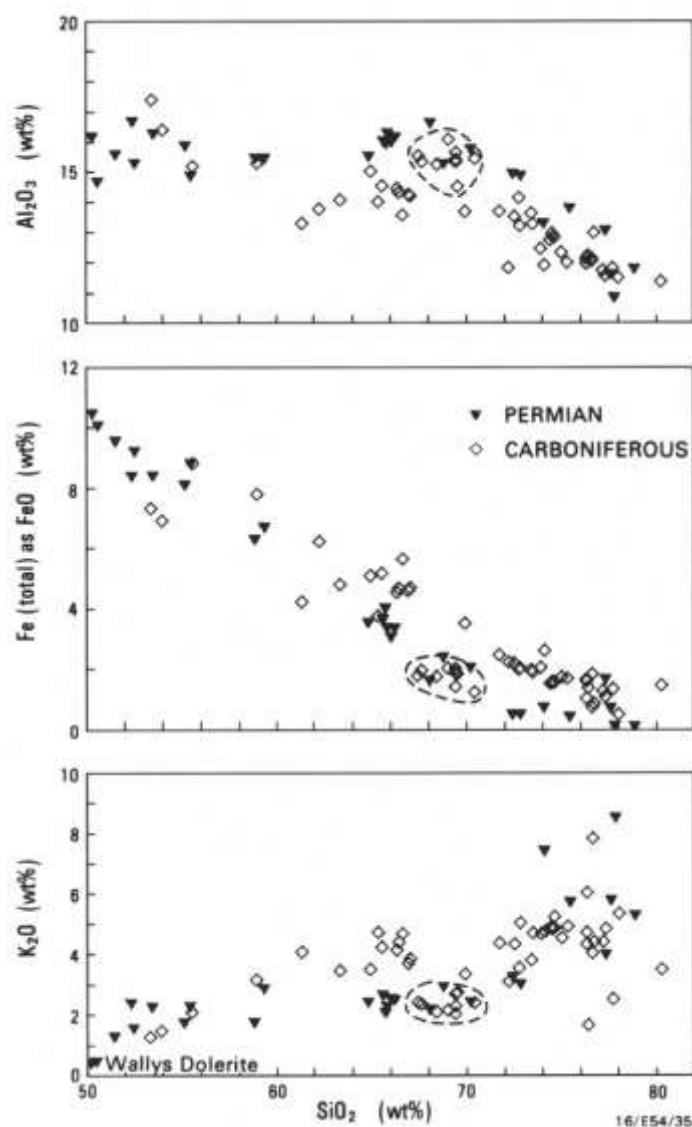


Рис. 6-6. Вариационные петрохимические диаграммы для пород одного из ареалов провинции Кеннеди (район Джорджтаун) [Mackenzie, 1987]. Знаки без заливки – вулканы каменноугольного возраста, с черной заливкой – вулканы пермского возраста.

15% – на дациты. В целом породы представляют непрерывный ряд составов, типичный для активных континентальных окраин (рис. 6-6). Нередко в трендах имеются разрывы, обуславливающие контрастный характер вулканических серий. В геохимических особенностях пород сочетаются черты I-, S- и A-типов (распространение на вулканы "алфавитной" петролого-геохимической классификации гранитоидов – обычная практика среди австралийских геологов). Другими словами, имеются признаки участия в петрогенезе и магм с "субдукционными" характеристиками, и вещества зрелой континентальной коры, и обогащенных магм "внутриплитного" типа. Объемная доля субщелочных и щелочных пород (A-типа) повышена в северных сегментах провинции, там, где позднепалеозойские вулканы наложены на сравнительно древнюю континентальную кору. На рис. 6-7 представлены мультиэлементные диаграммы для различных ареалов (субпровинций) провинции Кеннеди,

иллюстрирующие их общее геохимическое сходство. С чисто "субдукционными" андезитами о. Новая Гвинея породы провинции Кеннеди сходны относительным обеднением некоторыми высоkozарядными элементами (Nb, Ti), но отличаются повышенными концентрациями РЗЭ и крупноионных элементов. Геохимическая зональность внутри провинции Кеннеди, в общих чертах, сводится к увеличению содержаний наиболее несовместимых элементов в вулканических ареалах, наложенных на блоки с наиболее древней (раннепротерозойской) континентальной корой.

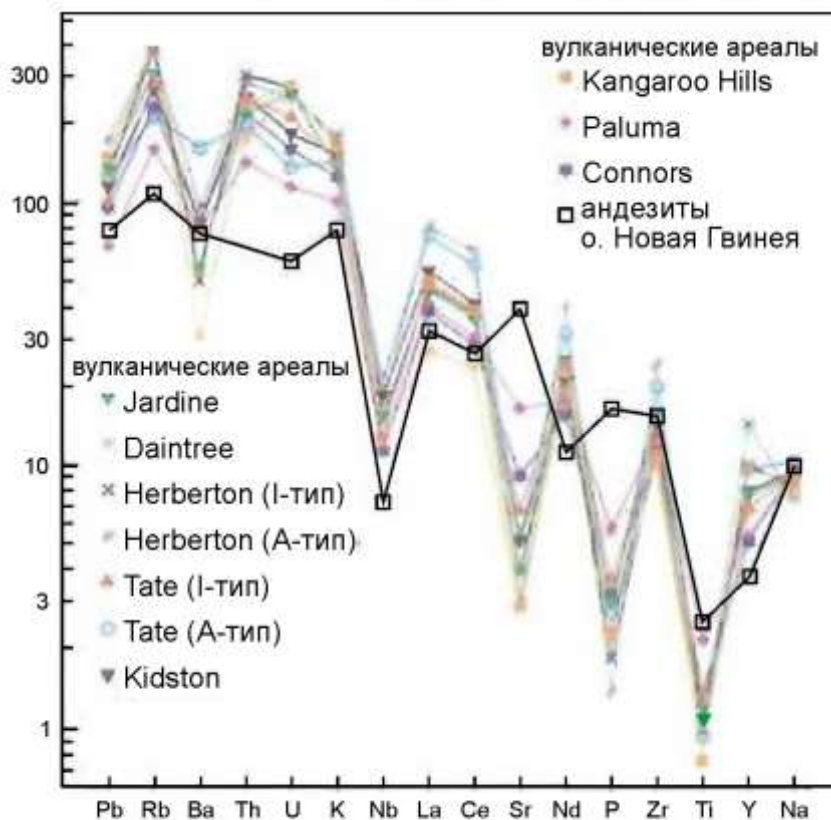


Рис. 6-7. Мультиэлементные диаграммы для вулканитов различных ареалов провинции Кеннеди (усредненные составы) [Bain, Draper, 1997].

Данные об изотопном составе пород провинции Кеннеди достаточно обширны. Отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^i$ вулканических и плутонических пород варьируют в интервале от 0.7047 до 0.7150, а ϵNd – от -14.1 до +2.4. Резко преобладают производные обогащенных источников (рис. 6-8), причем не только среди кремнекислых пород, но и среди базитов. От каменноугольных пород к пермским средние значения ϵNd и модельного возраста протолита немного убывают, но эта тенденция выражена слабо, на фоне значительных колебаний (рис. 6-8). Гораздо яснее выражена продольная и поперечная изотопная зональность позднепалеозойских магматических пород Квинсленда, связанная с вовлечением в петрогенез разновозрастных комплексов континентальной коры: к востоку (в сторону океана) и к югу

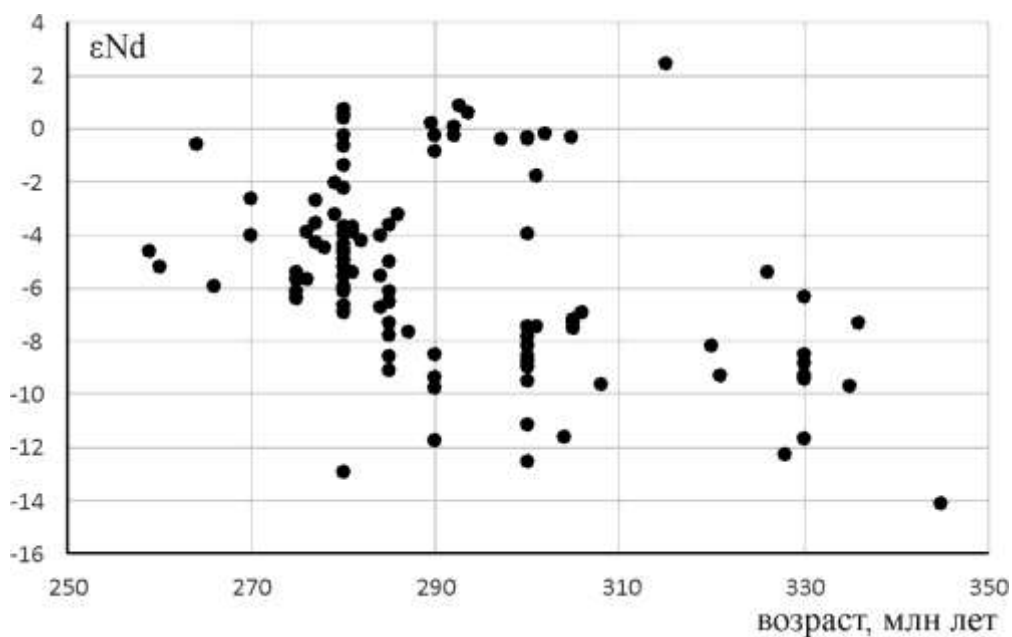


Рис. 6-8. Диаграмма изотопный возраст – ϵNd для магматических пород провинции Кеннеди (построена с использованием данных [Champion, 2013]).

источники магм становятся более обедненными, а модельный возраст протолита закономерно снижается (рис. 6-9).

Сравнительно глубокий уровень эрозионного среза провинции Кеннеди делает оценки объема изверженных пород еще более приблизительными, чем для прочих провинций данного класса. В публикации [Bryan et al., 2003] приведена оценка $500\,000\text{ км}^3$, без каких-либо деталей о процедуре вычисления. Для многих вулканических ареалов общая мощность сохранившихся разрезов изверженных пород превышает 3 км [Bain, Draper, 1997]. Вполне вероятно, что непосредственно после завершения вулканического события, перед длительным периодом денудации, эти значения были существенно выше.

Модели тектонической эволюции территории СВ Австралии, предлагавшиеся в 1970-е – 1980-е гг., рассматривают провинцию Кеннеди как магматический пояс (или фрагмент магматического пояса) андийского типа при зоне субдукции, погружающейся под Австралийский континент [Henderson, 1980]. Эта модель согласуется с фактом присутствия комплексов преддугового бассейна и аккреционной призмы каменноугольного возраста в составе орогена Новой Англии (рис. 6-3). В 1990-е годы появилась альтернативная гипотеза, связывающая вулканизм провинции Кеннеди с задуговым растяжением при возможном участии сдвиговой компоненты [Bain, Draper, 1997]. Этой же гипотезы придерживаются и сторонники концепции, рассматривающей все SLIP (к которым причислена и провинция Кеннеди) в качестве разновидности крупных магматических провинций (LIP) внутриплитной природы [Bryan, Ernst, 2008]. Более детально вопрос о геотектонической позиции SLIP обсуждается в разделе 6.3.

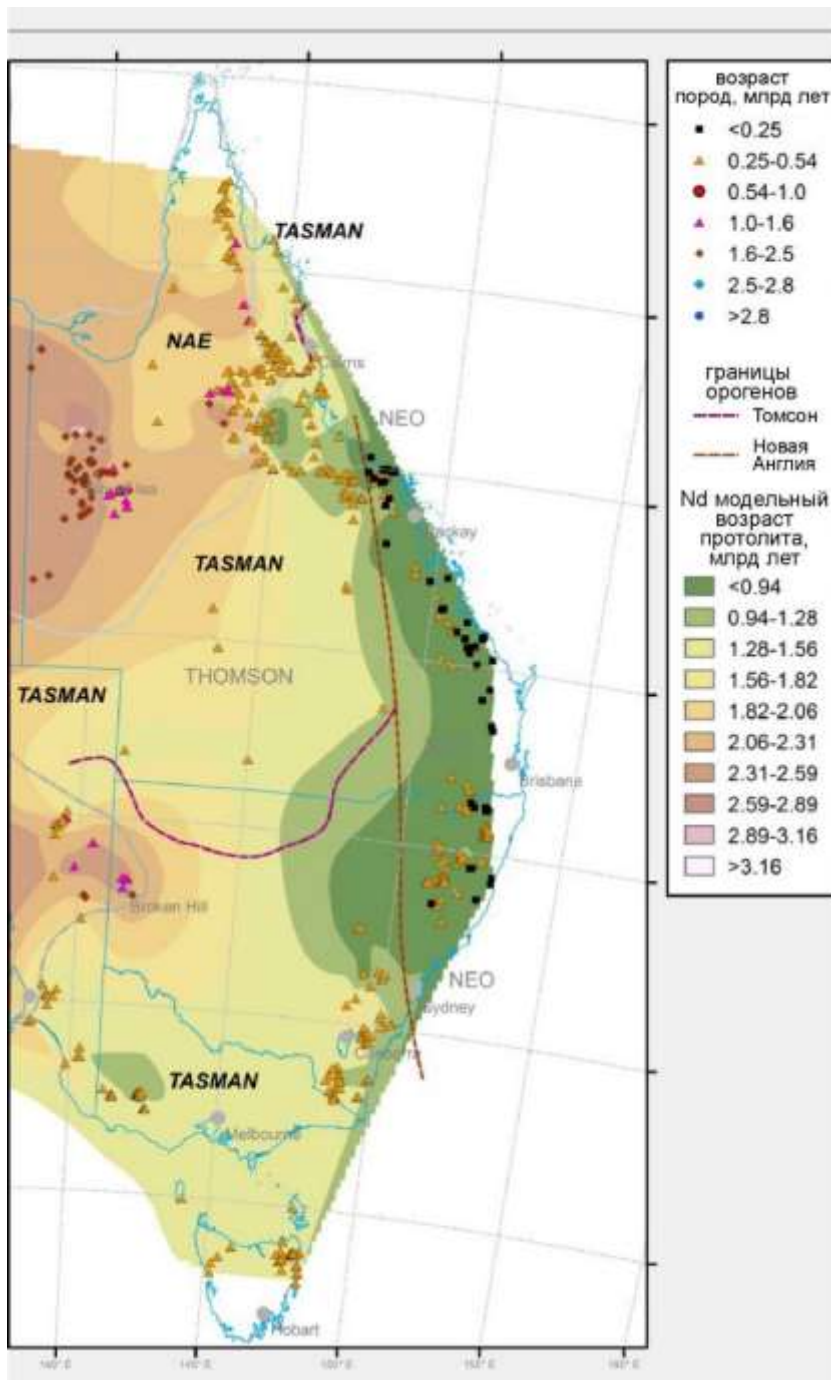


Рис. 6-9. Фрагмент карты распределения значений модельного Nd возраста горных пород Австралии [Champion, 2013]. Точечные символы – места отбора образцов (разными символами показаны породы разного возраста). Сокращения: NAE – Северо-Австралийский структурный элемент, NEO – ороген Новой Англии.

6.1.3. Провинция Чон Айке

[Pankhurst et al., 1998, 2000; Riley et al., 2001]

Вулканогенные образования провинции Чон Айке (*Chon Aike*) слагают серию разобценных ареалов в Патагонии и на Антарктическом полуострове (рис. 6-10). На Южноамериканском континенте юрские вулканиты обнажаются в пределах поднятий, разделенных мезокайнозойскими прогибами. На значительной части площади этих прогибов присутствие погребенных юрских вулканитов подтверждено бурением. Примерные общие размеры провинции в пределах Южной Америки составляют 500x1500 км, в пределах Антарктиды –

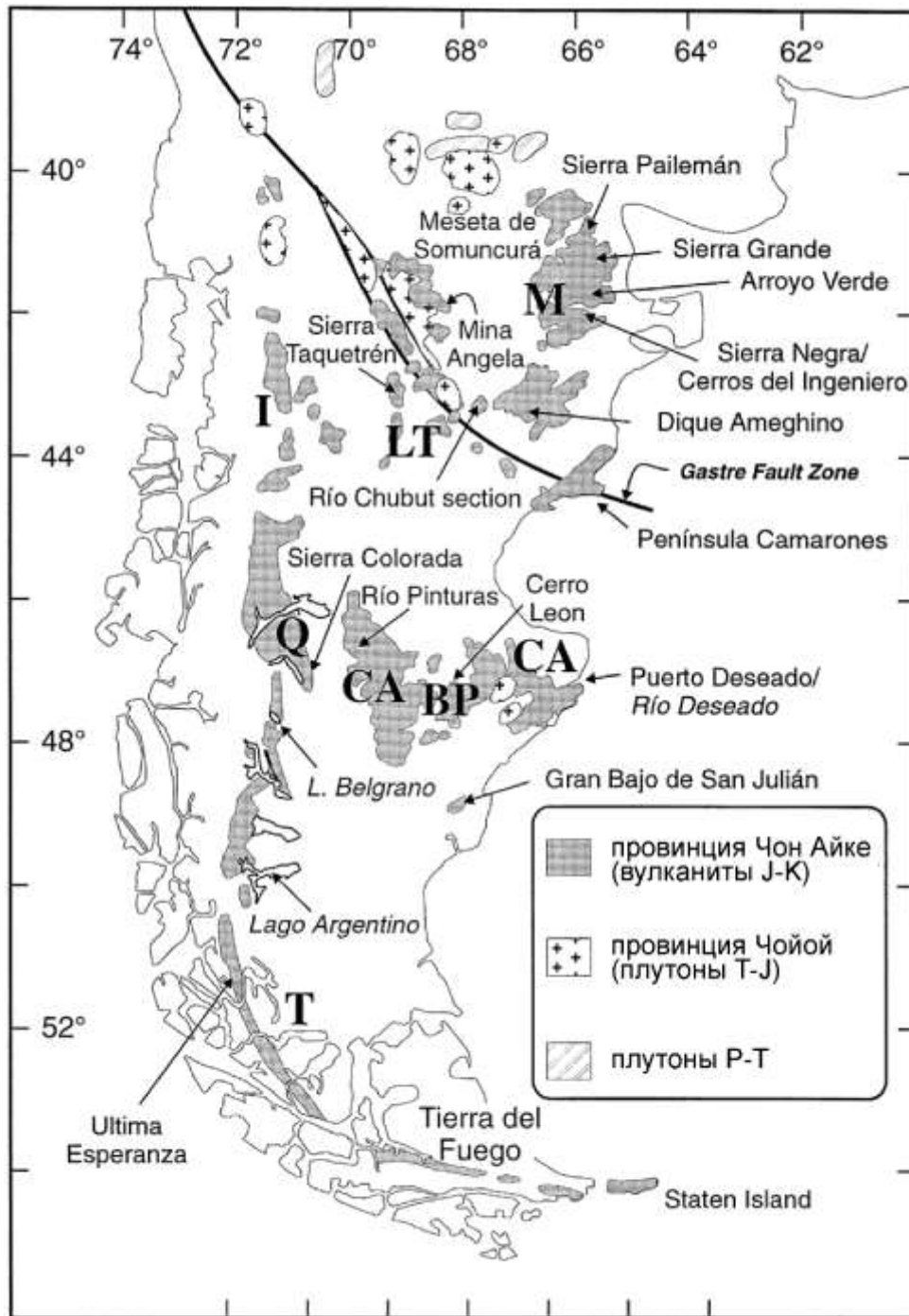


Рис. 6-10. Пространственное распространение выходов мезозойских магматических комплексов в Патагонии [Pankhurst et al., 1998]. Буквенными символами обозначены главные вулканические поля провинции Чон Айке.

1300x100 км. В юрское время, до распада Гондваны, эти фрагменты составляли единое целое.

Изотопный возраст магматических пород данной провинции, определенный U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb-Sr методами, варьирует в интервале от 188 до 152 млн лет, что соответствует юрскому периоду от плинсбаха до киммериджа. Выявлены три эпизода повышенной вулканической активности: (188-178, 172-167 и 157-153) млн лет, разделенные периодами

относительного затишья (рис. 6-11). Начало нового эпизода сопровождалось смещением вулканических ареалов в сторону Тихого океана (рис. 6-12).

Фундамент юрских вулканитов Патагонии представлен разнообразными комплексами, включающими (1) кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты протерозоя, (2) смятые в складки осадочные толщи силура, (3) терригенно-обломочные и вулканогенные толщи перми и триаса, выполняющие рифтогенные прогибы, (4) разнообразные гранитоидные plutоны возрастом от девона до ранней юры включительно [Pankhurst et al., 1992]. У западного края провинции Чон Айке, в пределах Андского орогена, вулканиты налегают на интенсивно дислоцированные толщи турбидитов, как минимум часть которых датирована палеозоем [Herve, 1988]. На Антарктическом полуострове юрские вулканиты несогласно перекрывают метаосадочные толщи перми и триаса.

Степень изменения и деформации юрских вулканогенных толщ различна. На большей части площади описываемой провинции покровы вулканитов залегают полого и не несут следов значимой тектонизации. Широко распространены кальдеры, диаметр которых составляет от первых километров до 100 км. Отмечены деформации, связанные с формированием кальдер. В пределах Андского орогена (район Ultima Esperanza на рис. 6-10) вулканогенные толщи смяты в складки и подверглись сравнительно интенсивным гидротермальным изменениям. Еще более значимы преобразования юрских вулканитов на территории Антарктического полуострова, где они не только деформированы, но и метаморфизованы вплоть до фации зеленых сланцев, предположительно в конце юрского периода [Kellogg, Rowley, 1989].

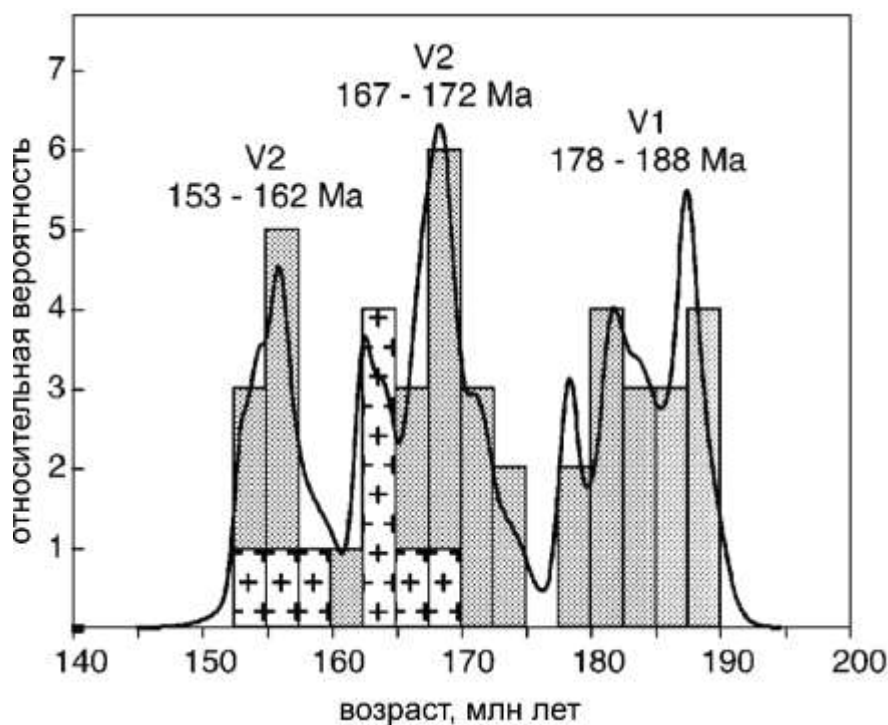


Рис. 6-11. Гистограмма и кривая относительной плотности вероятности распределения возраста магматических пород провинции Чон Айке [Pankhurst et al., 2000]. Серая заливка – вулканиты, крестики – комагматичные вулканитам гранитоиды.

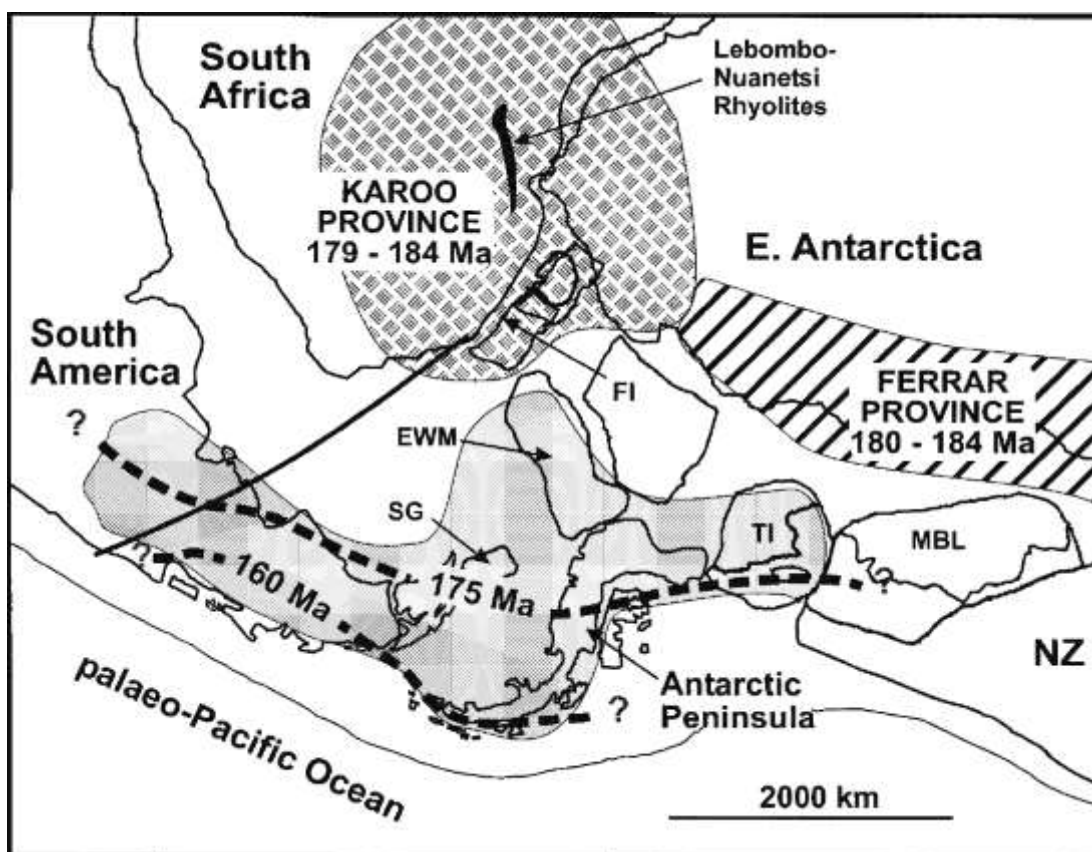


Рис. 6-12. Реконструкция тихоокеанской окраины Гондваны для ранней юры и размещение в ее пределах крупных провинций юрского магматизма: Чон Айке, Карру и Феррар [Pankhurst et al., 2000]. Жирным пунктиром показаны условные границы, разделяющие продукты трех главных импульсов вулканической активности провинции Чон Айке. Сокращения названий главных блоков континентальной коры: NZ – Новозеландский, EWM – Элсуэрт-Уитмор, SG – Южная Георгия, FI – Фолклендский, TI – Терстон, MBI – Мэри Берд.

В составе вулканогенных толщ провинции Чон Айке принято выделять несколько формаций, разделенных пространственно (рис. 6-10), но близких по возрасту и составу пород. Вулканиды преимущественно представлены риолитовыми и дацитовыми, реже андезитовыми игнимбритами различной степени спекания, при подчиненном распространении лав, пепловых туфов и вулканомиктовых осадочных пород. Последние нередко содержат остатки ископаемой флоры [Stipancic, Bonetti, 1970]. Мощность индивидуальных игнимбритовых потоков, по оценкам, составляет от 10 см до нескольких десятков метров, в исключительных случаях превышая 100 м. В верхней части вулканогенного разреза нередко риолитовые экструзивные купола. Местами разрез юрских вулканитов включает лавы и туфы среднего и основного состава. Существенно базитовые стратоны мощностью до 500-800 м выявлены и стратиграфически выше, и ниже кремнекислых толщ [De Giusto et al., 1980; Demichelis et al., 1996]. Общая мощность юрских вулканитов в некоторых частных разрезах достигает 1100 м. Стратифицированные вулканиты пересекаются дайками различного состава, от риолитов до базальтов.

По меньшей мере некоторые из гранитоидных плутонов блока Элсуэрт-Уитмор (юг Антарктического полуострова), согласно результатам изотопного датирования, сформированы синхронно с вулканитами провинции Чон Айке. Учитывая геохимическое сходство этих гранитоидов с юрскими кремнекислыми вулканитами, предполагается, что данные плутоны представляют собой глубинные уровни той же магматической системы, вскрытые в пределах относительно эродированного блока.

Вкрапленники в лавах и кристаллокласты в кремнекислых туфах и игнимбритах представлены кварцем, К-На полевым шпатом, плагиоклазом и биотитом. Распространенные акцессорные фазы – магнетит, ильменит, апатит, циркон и монацит. Типичные фенокристы андезитов и андезибазальтов – плагиоклаз, амфибол, клинопироксен, ортопироксен и титаномагнетит; реже встречаются вкрапленники оливина и биотита. Степень гидротермальных преобразований пород различна. Встречаются свежие кремнекислые вулканиты с неизменным стеклом (витрофиры).

Вулканиты провинции Чон Айке представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риолитами и их субщелочными разновидностями (рис. 6-13). Породы характеризуются бимодальным распределением по кремнекислотности (андезиты и риолиты, при преобладании риолитов, составляющих около 65% доступной выборки). В Патагонии уровень щелочности основных и средних пород возрастает с юга на север, с приближением к Бразильскому кратону. На дискриминационных диаграммах (рис. 6-14) точки пород провинции Чон Айке группируются вблизи границы полей коллизионных/субдукционных и внутриплитных обстановок. Имеется тенденция к снижению концентраций ниобия в вулканитах с востока на запад (в современных координатах), то есть с приближением к активной границе континент-океан. Низкие содержания MgO в базитах (менее 6% вес.) указывают на значительное фракционирование первичных мантийных магм. Данные об изотопном составе юрских вулканитов Южной Америки и Антарктиды весьма скудны. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для средних/основных и кремнекислых вулканитов Патагонии близки, и в среднем составляют 0.706-0.707. В восточной части провинции эти отношения снижаются до 0.705-0.706.

С учетом размеров провинции Чон Айке (675 тыс. км² в Южной Америке и 27 тыс. км² в Антарктиде), общий объем вулканитов оценивается в 235 тыс. км³, что сопоставимо с размерами большинства базитовых LIP. Объемная доля средних и основных пород оценивается примерно в 10-15%.

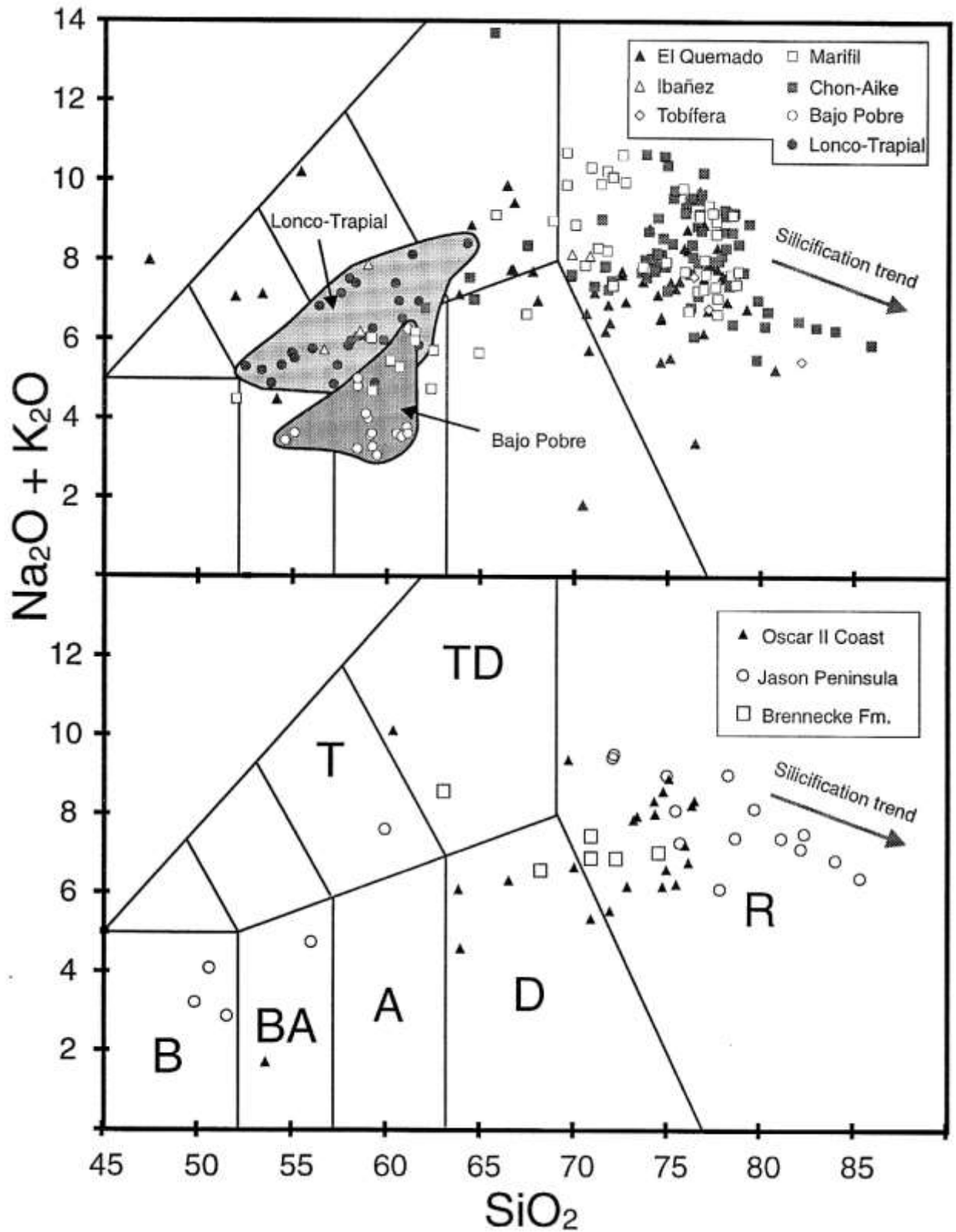


Рис. 6-13. TAS-диаграмма для вулканитов провинции Чон Айке [Pankhurst et al., 1998]. Разными знаками показаны породы различных ареалов провинции. Поля составов пород по [Le Maitre, 1989]: B – базальты, BA – андезибазальты, A – андезиты, T – трахиандезиты, D – дациты, TD – трахидациты и трахиты, R – риолиты.

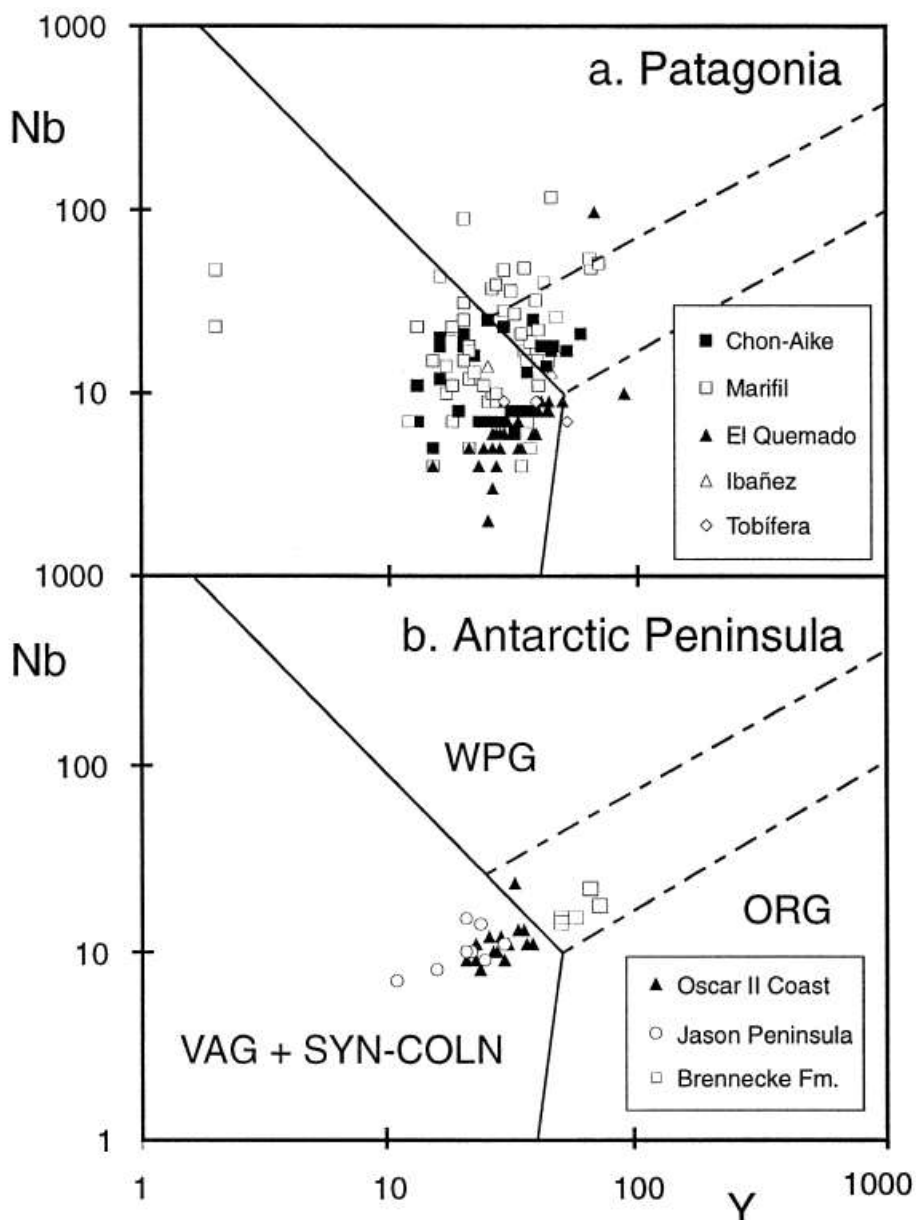


Рис. 6-14. Точки составов вулканитов провинции Чон Айке [Pankhurst et al., 1998] на дискриминационной диаграмме $Y - Nb$ для гранитоидов [Pearce et al., 1984]. Разными знаками показаны породы различных ареалов провинции. Наименования полей составов: WPG – внутриплитных гранитоидов, ORG – гранитоидов срединно-океанических хребтов и офиолитовых ассоциаций, VAG+SYN-COLN – гранитоидов субдукционных и коллизионных обстановок.

Большинство исследователей сходится во мнении, что значительные объемы кремнекислых магм провинции Чон Айке сформировались путем плавления континентальной коры при тепловом воздействии базитовых магм, задержавшихся вблизи границы Мохо. Также допускается формирование части кислых пород при длительном фракционировании мантийных выделок [Riley et al., 2001]. В отношении генезиса андезитов и андезибазальтов, помимо общепринятой модели частичного плавления мантийных источников, высказывались предположения об их происхождении за счет плавления базитовой нижней коры [Pankhurst, Rapela, 1995].

Происхождение магм провинции Чон Айке рассматривается, в зависимости от мнения исследователей, либо в связи с воздействием мантийного плюма [Bruhn et al., 1978], либо в связи с субдукционной тектоно-магматической системой окраины Палеоокеана [Baker et al., 1981]. Период извержения значительных объемов кремнекислых магм приходится на начало раскола Гондваны, и в это же время в относительной близости от провинции Чон Айке сформированы базитовые LIP Карру и Феррар (рис. 6-12).

6.1.4. Провинция Уитсанди

[Ewart et al., 1992; Bryan et al., 2000]

Магматическая провинция Уитсанди (*Whitsunday*), датированная меловым периодом, расположена у восточного побережья Австралии (рис. 6-1, 6-15). Вулканы обнажаются в районе островов Уитсанди, Камберленд, Нортумберленд и Перси, а также на небольших прибрежных участках Центрального Квинсленда. Общая протяженность области, включающей выходы раннемеловых вулканитов, составляет около 900 км при ширине до 100 км. Простираение вулканического ареала в целом соответствует простиранию границы континент-океан. Средняя мощность вулканогенных толщ оценивается в 1 км. Какие-либо доказательства непрерывности данного вулканического ареала, более чем на 90% скрытого водами Кораллового моря, в публикациях не приводятся.

Вулканы провинции Уитсанди несогласно залегают на вулканогенных, осадочных и плутонических комплексах возрастом от карбона до триаса. В публикациях также упоминаются магматические образования с К-Аг возрастом, соответствующим началу мелового периода – около 145 млн лет [Allen et al., 1998]. К югу от провинции Уитсанди на материковой части Австралии обнажаются вулканогенные и родственные им плутонические комплексы формации Грэхемс Крик с изотопным возрастом 145-136 млн лет [Green, Webb, 1974].

Вулканогенные покровы Уитсанди залегают наклонно (углы падения до 40°, вблизи разломов – до 80-90°; рис. 6-16). Вверх по разрезу углы наклона толщ постепенно убывают. Стратифицированные породы преимущественно представлены кремнекислыми вулканитами – дацитовыми и, реже, риолитовыми игнимбритами (рис. 6-17). Мощность индивидуальных пирокластических потоков варьирует от 10 до 100 м. Комагматичные игнимбритам лавы имеют подчиненное распространение. С кремнекислыми породами чередуются горизонты двупироксеновых базальтов, андезитов и их туфов мощностью до 100 м (мощность индивидуальных потоков варьирует от 5 до 45 м). Нередки также горизонты вулканомиктовых песчаников и конглобрекций мощностью до 750 м. Незначительное распространение грубообломочных осадочных пород указывает на то, что палеорельеф был сравнительно сглаженным. Доля средних и основных пород, а также доля кислых лав повышается вверх по

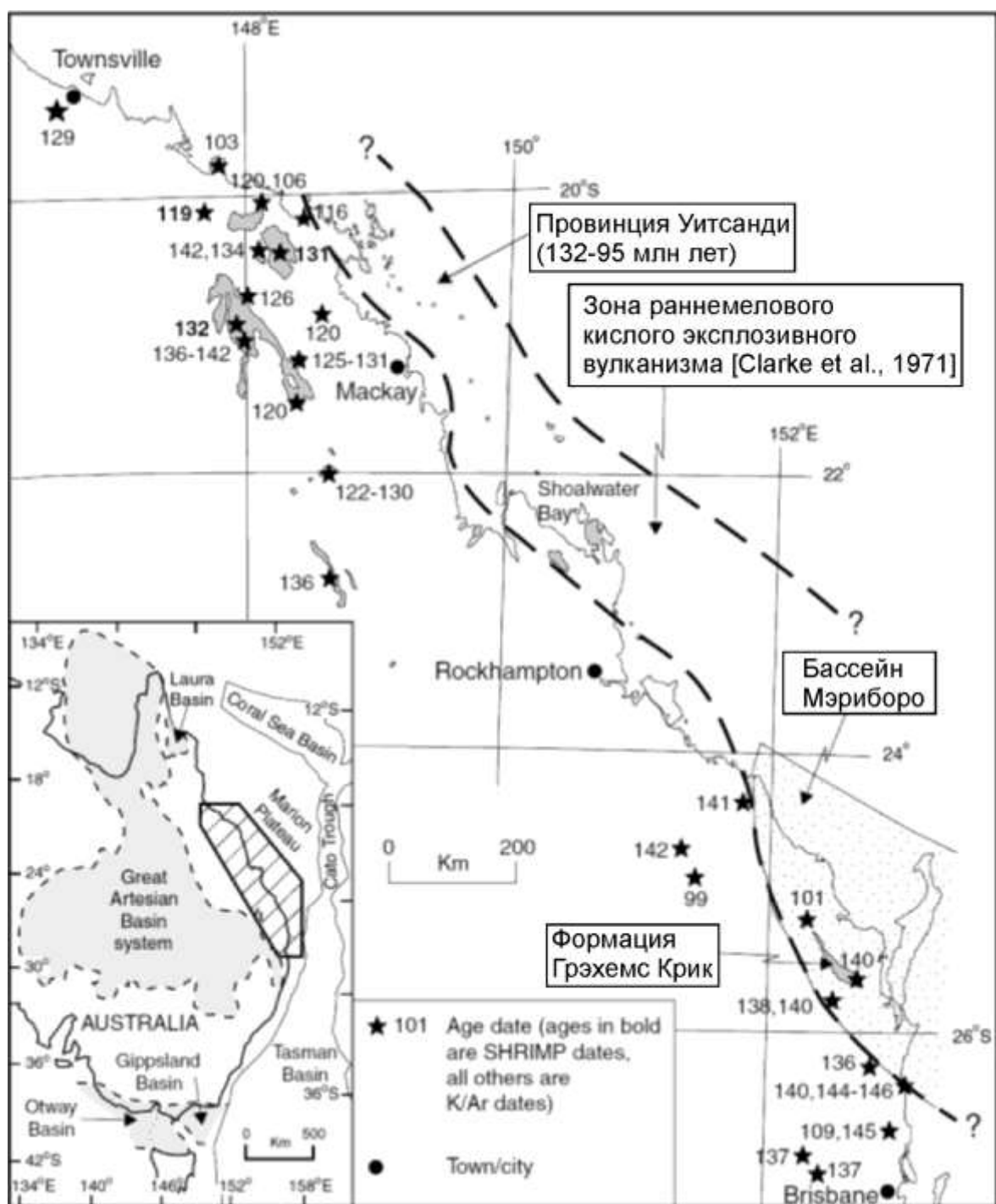


Рис. 6-15. Распространение вулканогенных комплексов провинции Уитсанди (светло-серая заливка) и прочих раннемеловых магматических пород Восточной Австралии (более темная заливка) [Bryan et al., 2000]. Звездочками отмечены точки отбора проб для изотопного датирования, цифры при них – результаты датирования в млн лет (жирный шрифт – SHRIMP U-Pb даты, прочие – K-Ar). На вставке – положение провинции относительно крупных осадочных бассейнов.

разрезу, а также по латерали от островов Кораллового моря в сторону континента. Тыловую часть вулканической провинции, кроме того, отличают бóльшие мощности прослоев вулканомиктовых пород. Структурно-текстурные характеристики вулканитов указывают на преобладание извержений пелейского типа, связанных с формированием кальдер. Широко

распространены как внутрикальдерные фации, так и внекальдерные. Присутствуют тела гранитоидов (от кварцевых диоритов до гранитов), интрузирующих вулканиты и им комагматичных. Вулканогенные толщи и гранитоиды секутся дайками, реже силлами широкого ряда составов, от базальтов до риолитов. Доля базитов в дайках выше, чем среди лавовых фаций (рис. 6-18). Мощность даек варьирует от 0.5 до 50 м.

Типичные парагенезисы фенокристов дацитовых лав и игнимбритов включают плагиоклаз, авгит, титаномагнетит и, реже, ильменит. В риолитах к этим минералам добавляются кварц, амфибол и (сравнительно редко) санидин и биотит. Качественный состав вкрапленников в базальтах тот же, что и в дацитах; в андезитах могут также присутствовать фенокристы амфибола.

Вулканиты провинции Уитсанди образуют непрерывный ряд составов от базальтов до риолитов. Примерно половина базальтов и андезитов принадлежит к умереннощелочному ряду (рис. 6-19), с ростом кремнекислотности доля субщелочных пород снижается. Независимо от уровня кремнекислотности, породам свойственны типичные геохимические признаки субдукционных магм – относительное обеднение Ta и Nb, повышенные отношения LILE/HFSE и LILE/REE. На дискриминационных диаграммах (рис. 6-20) точки пород провинции Уитсанди следуют линии тренда, соединяющей поля субдукционных и внутриплитных обстановок. Содержания несовместимых элементов-примесей и изотопные характеристики пород мало меняются от основных вулканитов к кремнекислым (рис. 6-21). Значения ϵNd^i варьируют от +2.2 до +7.3, $(^{87}Sr/^{86}Sr)^i$ – от 0.70312 до 0.70436. Такой изотопный состав указывает на происхождение мантийных магм из обедненного источника и на сравнительно молодой возраст корового протолита.

Изотопный возраст вулканитов провинции Уитсанди и комагматичных им гранитоидов соответствует интервалу 132-95 млн лет (готерив – сеноман). Период наибольшей активности приходится на апт-альб (120-105 млн лет). Имеется тенденция к омоложению магматических комплексов с востока на запад, т.е. от океана к континенту (рис. 6-15). Однако эти выводы основаны, главным образом, на результатах K-Ar и Rb-Sr датирования, и их надежность не является бесспорной.

Оценка объема вулканитов провинции Уитсанди весьма условна, поскольку остаются неясными не только средняя мощность вулканитов, но и границы ареала вулканической активности, более чем на 90% находящегося в акватории Кораллового моря. В индивидуальных разрезах, описанных на суше (рис. 6-17), мощность раннемеловых вулканитов нередко превышает 1 км, на основании чего значение в 1 км принимается как средняя мощность для всей провинции. Минимальный объем вулканогенных формаций оценивается примерно в 30 тыс. км³, а для всей провинции, предполагаемой под Коралловым морем – в 100 тыс. км³.

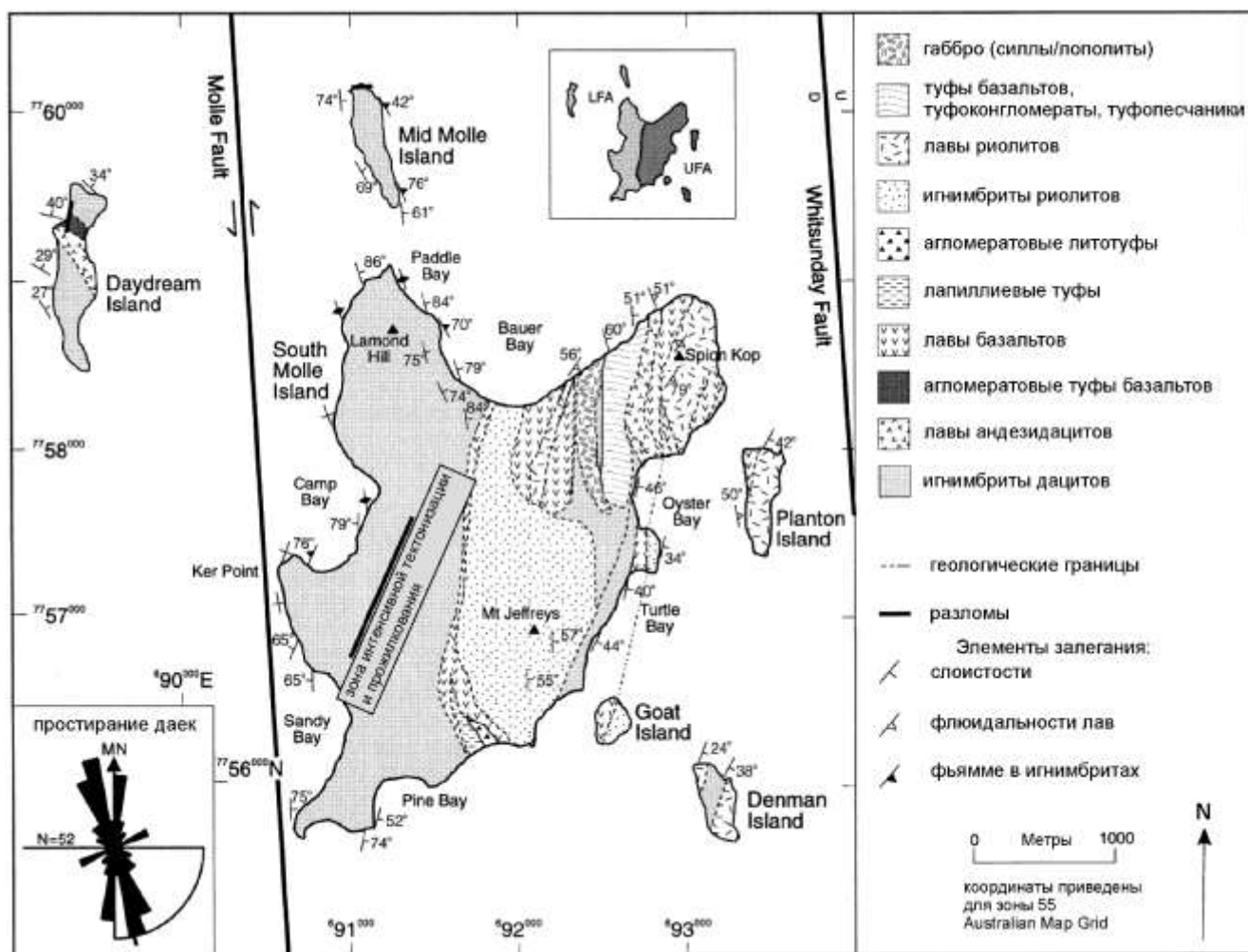


Рис. 6-16. Геологическая карта островов Молле у восточного побережья Австралии [Bryan et al., 2000], где обнажаются вулканиты провинции Уитсанди. На верхней вставке – распространение "верхних" (UFA) и "нижних" (LFA) фаций вулканитов (см. рис. 6-17).

Добавление к этому значению объема осадочных кластических образований из крупных меловых бассейнов Восточной Австралии (около 1.4 млн км³), заполнявшихся предположительно за счет переотложенного вулканогенного материала провинции Уитсанди (см. вставку на рис. 6-15), превращает данную область в крупнейшую провинцию кремнекислого вулканизма Земли [Bryan et al., 2000, 2002; Bryan, Ernst, 2008]. По мнению автора настоящей работы, подобная операция некорректна: во-первых, ни для одной из прочих провинций в оценку объема не включен объем прилегающих осадочных бассейнов; во-вторых, затруднительно определить, как соотносятся объемы исходных вулканитов и осадочных пород, выполняющих указанные бассейны.

Мнения исследователей о тектонической природе вулканитов провинции Уитсанди различны. Известны две альтернативные точки зрения:

(1) данная провинция является фрагментом субдукционного магматического пояса; предполагаемая конвергентная граница плит располагалась в нескольких сотнях километров к

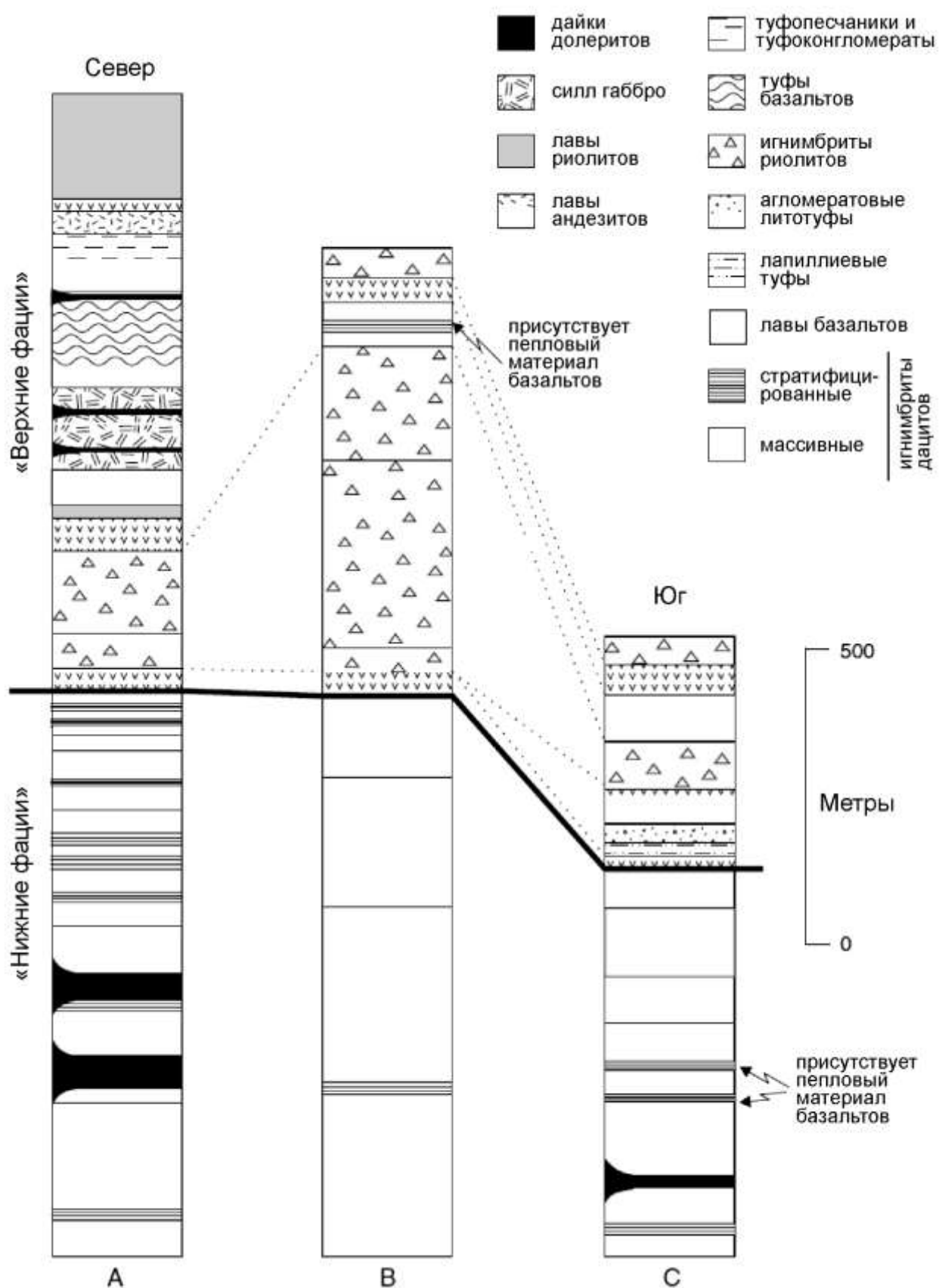


Рис. 6-17. Сводные стратиграфические колонки для Южного острова Молле [Bryan et al., 2000]: А – северное побережье, В – центральная часть острова, С – южное побережье (см. также рис. 6-16).

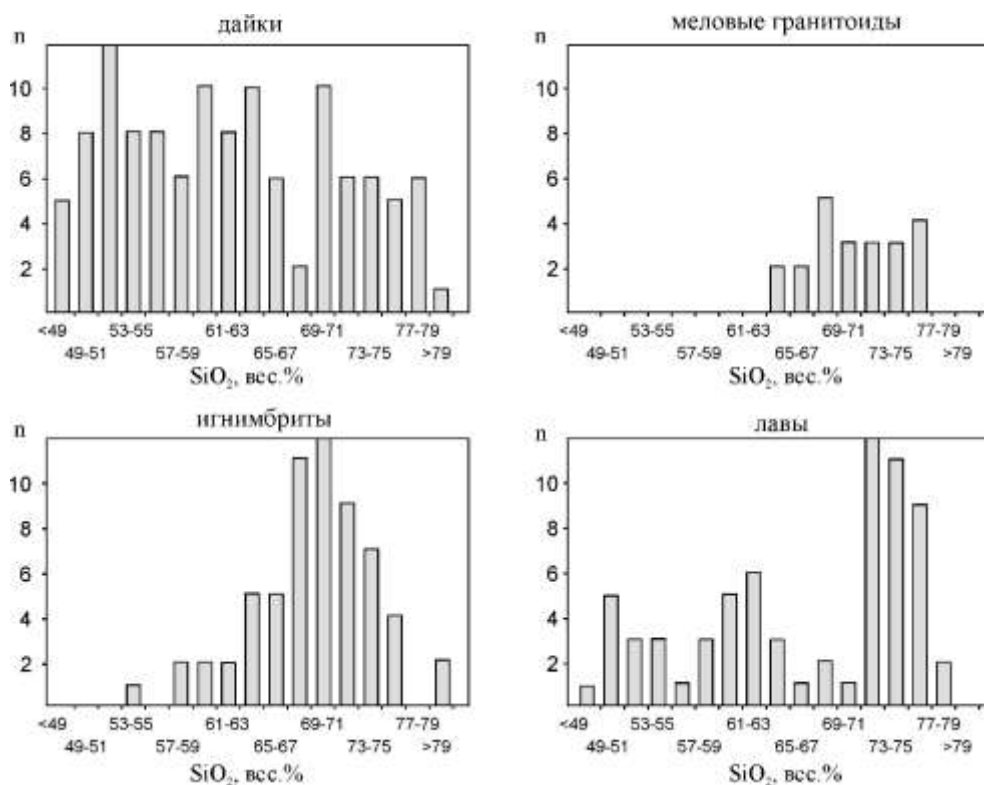


Рис. 6-18. Гистограммы распределения содержаний SiO_2 в магматических породах провинции Уитсанди [Ewart et al., 1992].

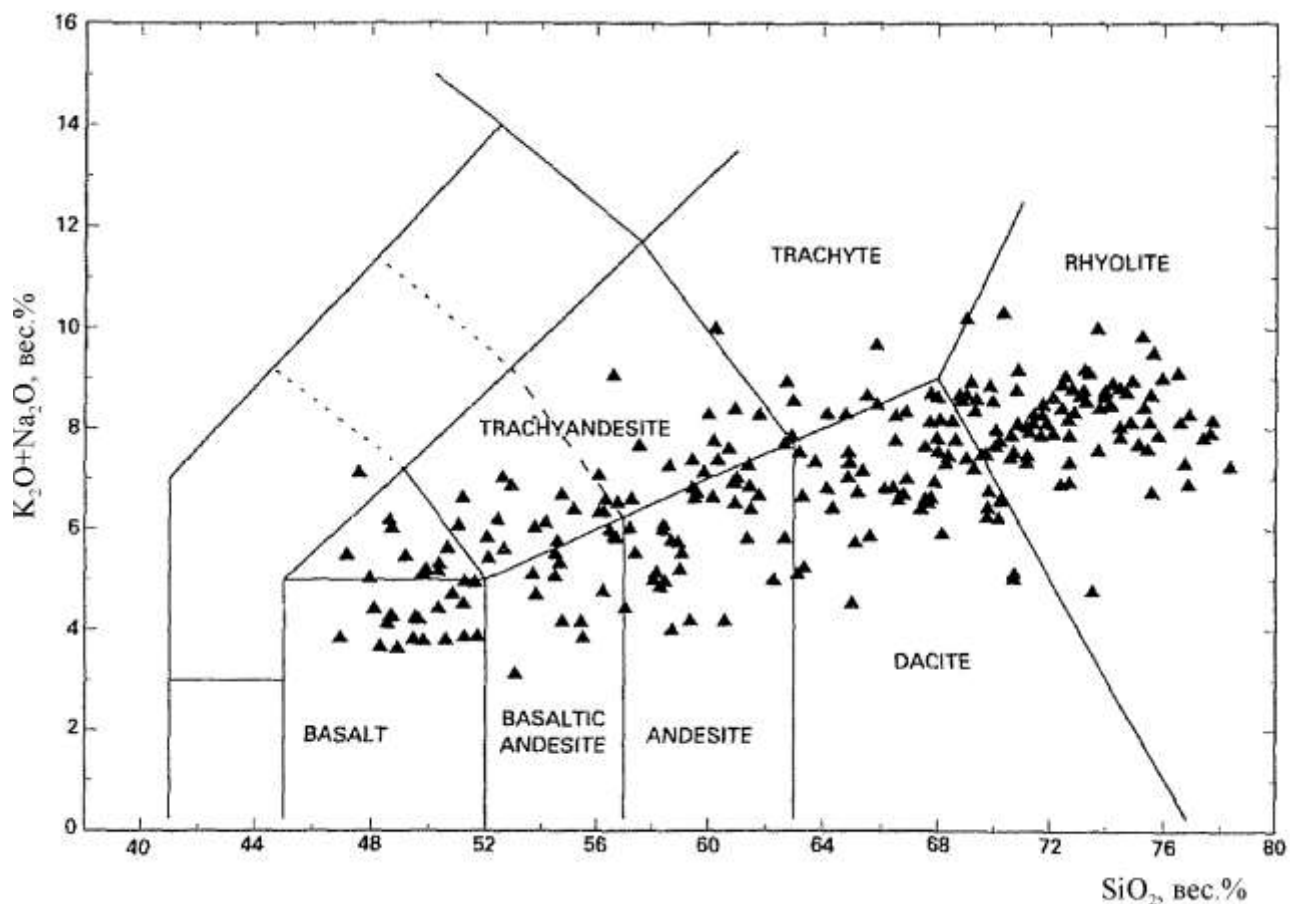


Рис. 6-19. TAS-диаграмма для пород провинции Уитсанди [Ewart et al., 1992]. Поля составов по [Le Maitre, 1989].

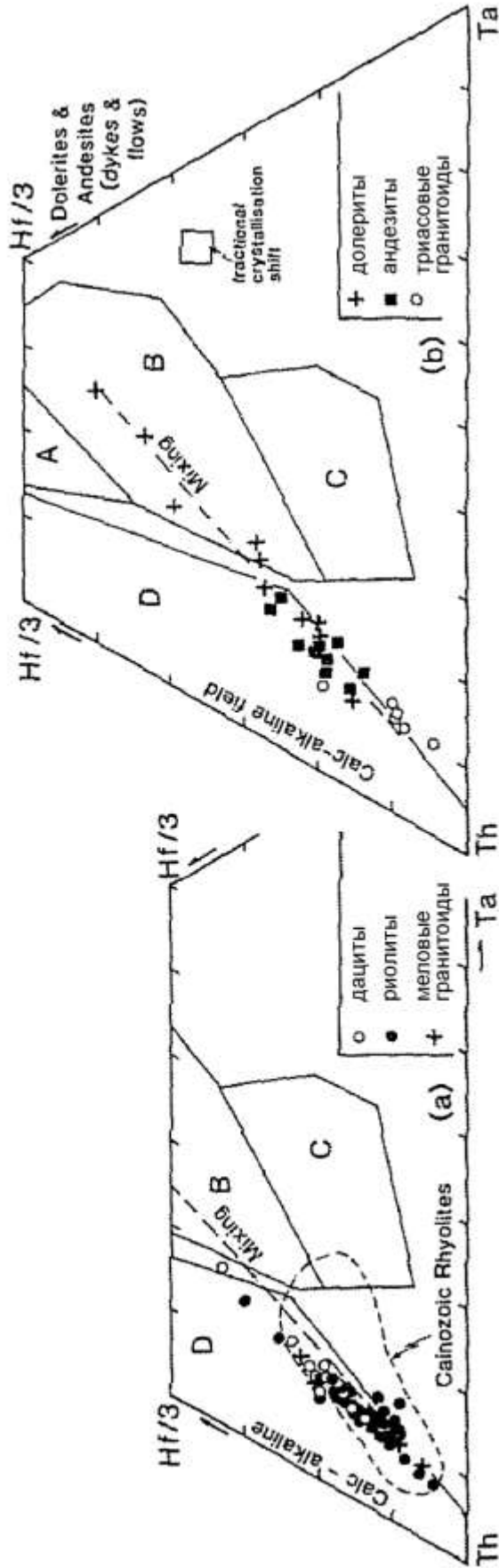


Рис. 6-20. Дискриминационные диаграммы [Wood, 1980] для пород провинции Уйтсанди и некоторых комплексов ее фундамента [Ewart et al., 1992]. а – риолиты, дациты и меловые гранитоиды, б – долериты, андезиты и триасовые гранитоиды. Поля составов: А – N-MORB, В – E-MORB и внутриплитные толеиты, С – щелочные внутриплитные базальтоиды, D – породы субдукционных обстановок.

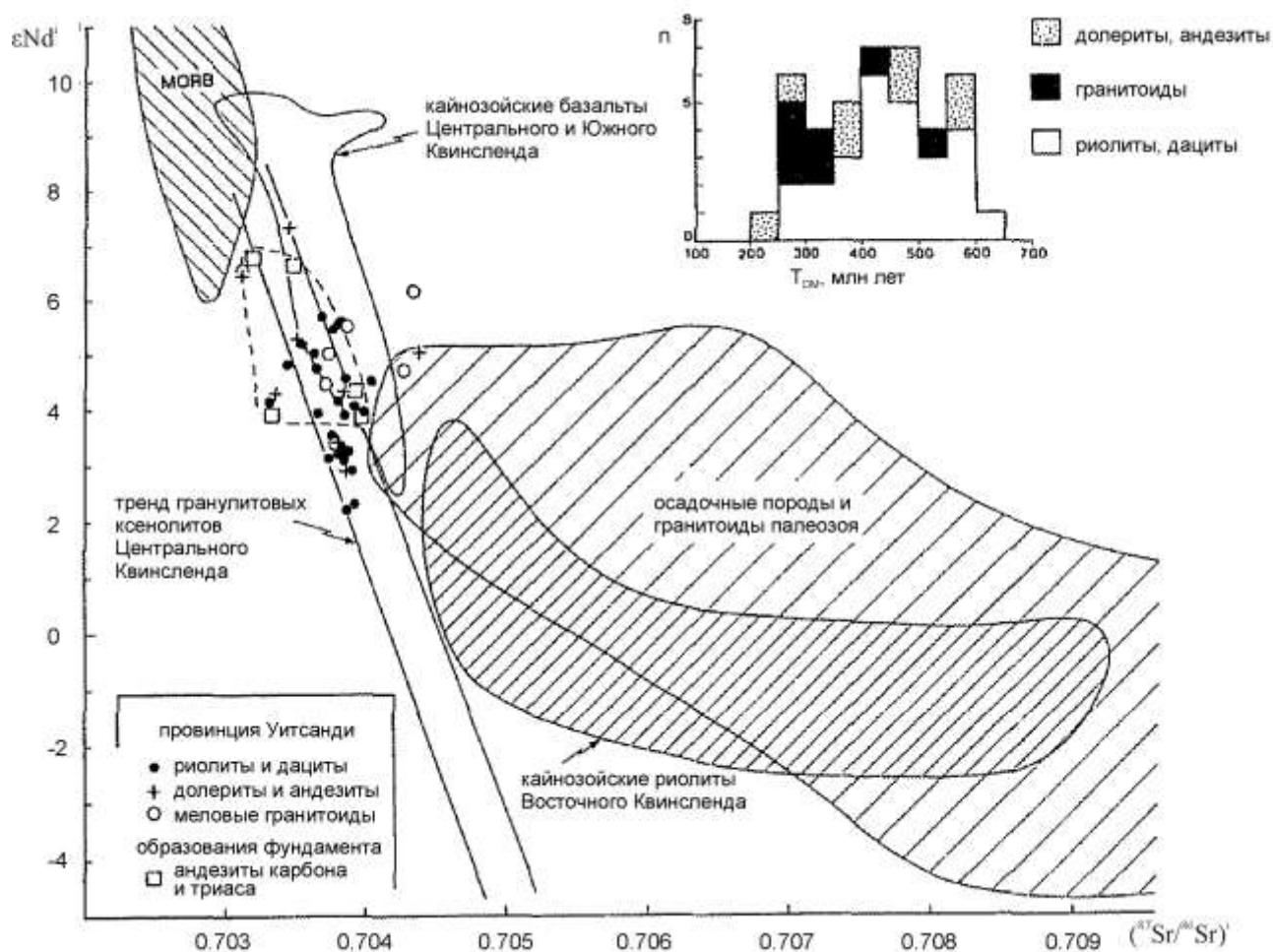


Рис. 6-21. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^i - \epsilon\text{Nd}^i$ для пород провинции Уитсанди и некоторых прочих магматических и осадочных комплексов Северо-Восточной Австралии [Ewart et al., 1992]. Вставка – гистограмма распределения значений модельного Nd возраста протолита (T_{DM}), рассчитанного для пород провинции Уитсанди.

востоку от современного восточного побережья Австралии [Henderson, 1980; Veevers, 1984]. Главные аргументы в пользу данной гипотезы – петрографическое и геохимическое сходство вулканогенных комплексов с известково-щелочными сериями типичных окраинно-континентальных поясов;

(2) провинция Уитсанди сформирована в условиях континентального рифтинга, предшествовавшего расколу Гондваны. Сторонники этой гипотезы считают, что восточная окраина современного Австралийского континентального блока в меловую эпоху была пассивной [Falvey, Middleton, 1981; Symonds, Willcox, 1989], а вулканизм был приурочен к системе грабенов, развивавшихся вблизи зарождающейся границы континент-океан.

В публикациях последних 10-20 лет, посвященных рассмотрению крупных провинций кремнекислого вулканизма и вопросов их генезиса [Bryan et al., 2000; Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008], большинство исследователей склоняется к принятию второй из представленных

моделей. При этом факт пространственной приуроченности провинции Уитсанди к зоне перехода континент-океан (рис. 6-22) признается сторонниками обеих гипотез.

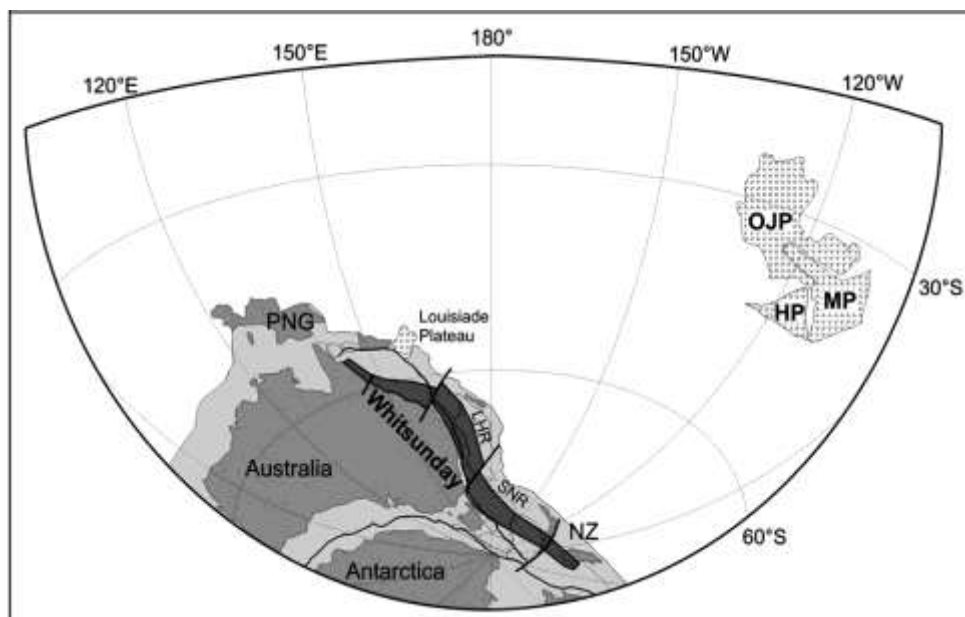


Рис. 6-22. Палеотектоническая реконструкция Восточной Гондваны для аптского времени (около 120 млн лет назад) с указанием положения крупных раннемеловых магматических провинций [Bryan, Ernst, 2008]. Сокращения названий провинций и тектонических блоков: OJP – плато Онтонг-Джава, HP – плато Хикуранги, MP – плато Манихики, PNG – блок Папуа–Новая Гвинея, LHR – поднятие Лорда Хоу, SNR – блок Южный

Норфолк, NZ – Новозеландский блок. Очевидна приуроченность провинции Уитсанди (Whitsunday) к окраине континента, несмотря на ее предполагаемое внутриплитное происхождение.

6.1.5. Провинция Западная Сьерра-Мадре

[Ferrari et al., 2002, 2007; Bryan et al., 2008; Aguilon-Robles et al., 2014]

Данная вулканическая провинция расположена на территории Мексики, вытягиваясь вдоль западного побережья континента (рис. 6-23). Помимо основного ареала размером примерно 1200 x 250 км, она включает несколько вулканических полей меньшего размера, в том числе на Калифорнийском полуострове, большая часть которого отделена от континента узким бассейном с корой океанического типа. В целом размеры провинции Западная Сьерра-Мадре в плане составляют около 2100 x 500 км.

Временной интервал формирования провинции Западная Сьерра-Мадре (*Sierra Madre Occidental*), определенный с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датировок, соответствует эоцену-миоцену (45-18 млн лет). В этом интервале выделяются несколько всплесков вулканической активности с возрастом 45-42, 38-28 и 25-20 млн лет. Отмечены расхождения между результатами U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования мономинеральных фракций, выделенных из одних и тех же вулканогенных стратонгов. Величина расхождений невелика (1-3 млн лет), однако превышает погрешность анализа. Объяснения этих разногласий предполагают либо локальное присутствие в изученных пробах избыточного ^{40}Ar и/или унаследованного радиогенного свинца [Bryan et al., 2008], либо неточное определение констант распада [Min et al., 2000]. После завершения извержений на большей части площади Западной Сьерра-Мадре вулканическая

активность сместилась к югу (без какого-либо значимого перерыва в извержениях), и сосредоточилась в области Трансмексиканского пояса (14-0 млн лет). В позднем миоцене, в период перестройки тектоно-магматической системы, в пределах провинции Западная Сьерра-Мадре имели место локальные извержения бимодальных серий, включавших породы щелочного состава.

Эоцен-миоценовые поля вулканитов наложены на континентальную кору, мощность которой убывает с 55 км на севере до 40 км на юге провинции (рис. 6-24). Кора под северным сегментом провинции включает раннепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы, интродуцированные гренвильскими гранитоидами. Под центральным и южным сегментами также допускается присутствие раннепротерозойских пород, но в существенно меньшем количестве. Выше обобщенный разрез рассматриваемой провинции включает ряд структурных комплексов, разделенных поверхностями несогласий (снизу вверх):

- 1) палеозойские, преимущественно метаосадочные толщи (под южным сегментом провинции степень их метаморфизма выше, чем под северным и центральным);
- 2) смятые в складки пермско-триасовые турбидиты;
- 3) морские и континентальные толщи триаса и юры, среди которых широко распространены образования, связываемые с островными дугами, задуговыми бассейнами и окраинно-континентальными вулканическими поясами;
- 4) юрско-раннемеловые морские карбонатные и вулканогенно-осадочные отложения;
- 5) верхнемеловые-эоценовые вулканиты среднего и, в меньших количествах, кислого состава, объединенные в "нижний вулканический комплекс" (Lower Volcanic Complex). Эти наиболее молодые образования фундамента вместе с интродуцирующими их гранитоидными батолитами (возрастом от 91 до 43 млн лет) подстилают большую часть провинции Западная Сьерра-Мадре. Генетически они связываются с ларамийской фазой орогении, затронувшей практически всю западную часть Североамериканского континента, а также с субдукцией плит Восточной Пацифики. Отмечено, что в отношении геохимии породы провинции Западная Сьерра-Мадре принципиально не отличаются от эоценовых вулканитов, формально отнесенных к "нижнему вулканическому комплексу", и не отделены от них каким-либо значимым перерывом в извержениях [Ferrari et al., 2007]. За нижнюю стратиграфическую границу комплексов Западной Сьерра-Мадре принимается подошва мощных толщ риолитовых игнимбритов. Обычно эта граница носит несогласный характер, но в некоторых случаях несогласие, возможно, является следствием извержения магм в условиях расчлененного палеорельефа и не связано с каким-либо значимым перерывом или тектоническим событием.

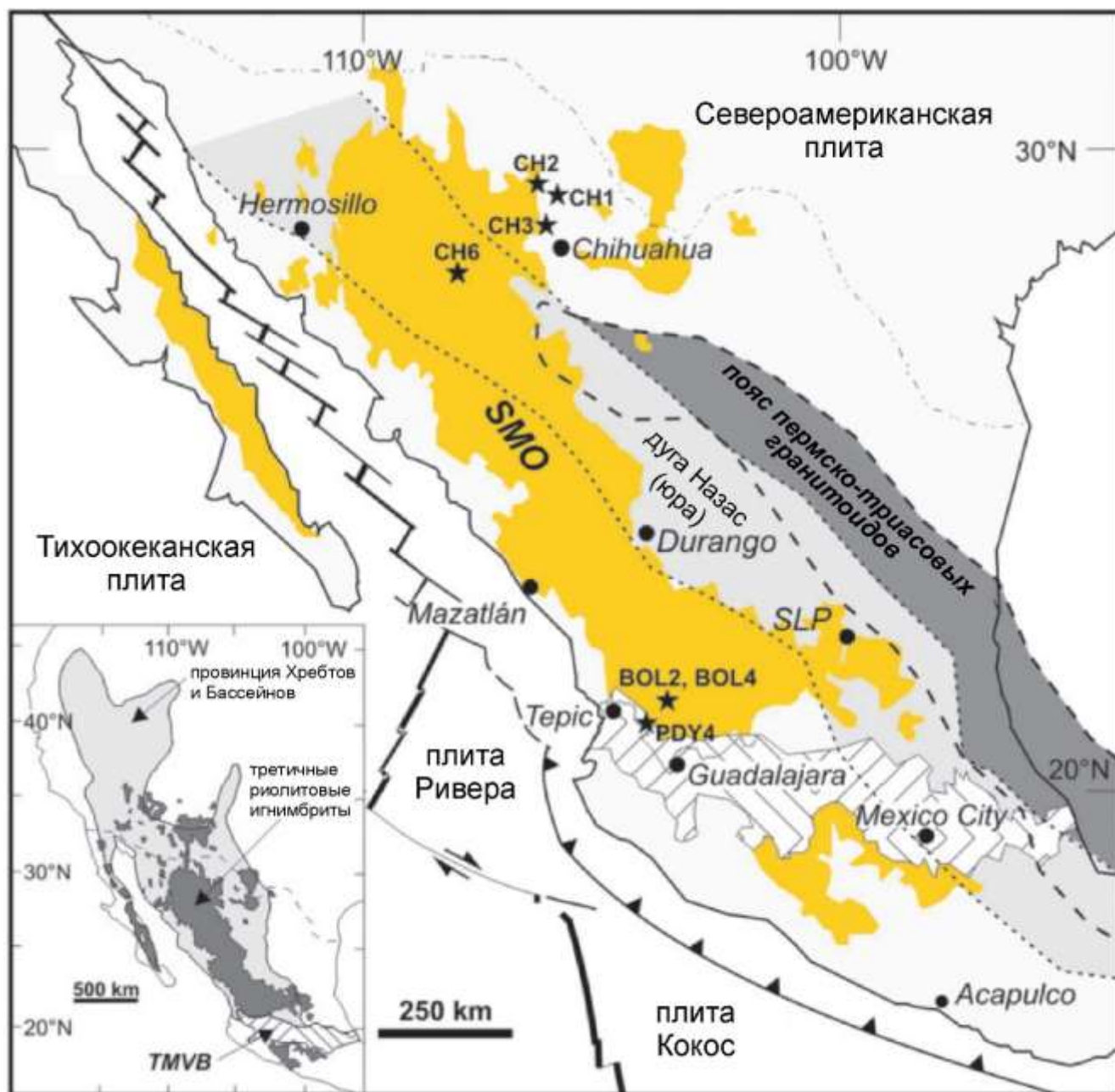


Рис. 6-23. Положение провинции Западная Сьерра-Мадре (SMO, желтая заливка) и прочих крупных магматических провинций на тектонической схеме Центральной Америки [Bryan et al., 2008]. Наклонной штриховкой показан неоген-четвертичный Трансмексиканский вулканический пояс (TMVB на вставке).

В структурном рисунке провинции Западная Сьерра-Мадре отчетливо выражены следы регионального растяжения, синхронного с вулканизмом. При общем субгоризонтальном залегании покровов здесь присутствует ряд флексур (с наклоном покровов до 30°) и сбросов, субпараллельных простиранию вулканического ареала. Отмечены также признаки левосдвиговых транспрессионных деформаций при разрывах, ориентированных косо к простиранию вулканической провинции (рис. 6-25). Кайнозойские структуры растяжения, широко распространенные на территории Мексики, формировались, в том числе, синхронно со

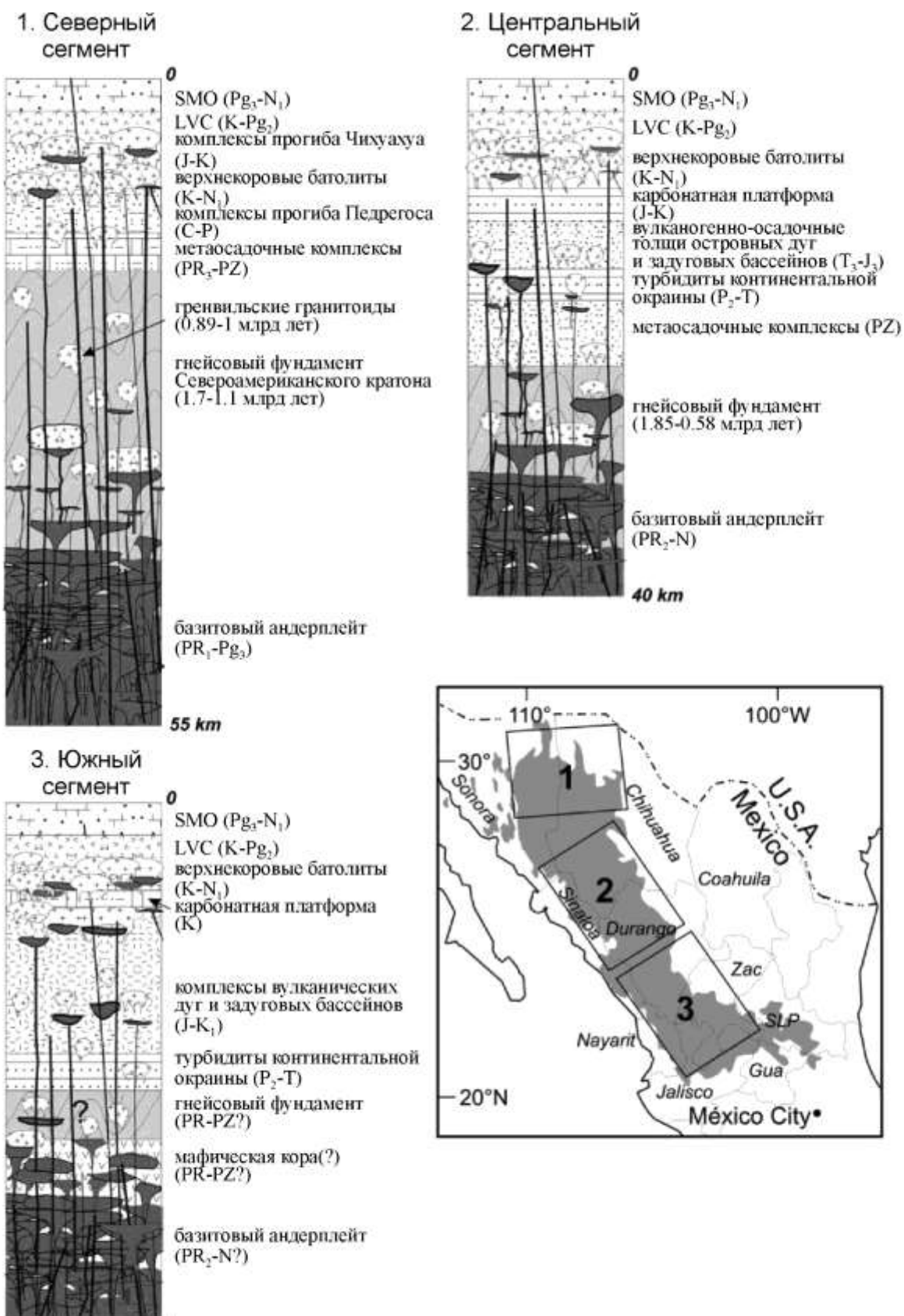


Рис. 6-24. Схематические разрезы коры под тремя главными сегментами провинции Западная Сьерра-Мадре [Bryan et al., 2008]. Взаимное положение сегментов показано на вставке. Вертикальный масштаб не соблюден. SMO – породы провинции Западная Сьерра-Мадре (преимущественно кремнекислые игнимбриты), LVC – породы "нижнего вулканического комплекса" (дифференцированные толщи лав и туфов, от андезибазальтов до риолитов).

структурами Провинции Хребтов и Бассейнов запада США. Вероятно, синхронные деформации в указанных провинциях вызваны одними и теми же тектоническими причинами. Область растяжения со временем смещалась с востока на запад, т.е. в сторону активной границы континент-океан. С поздними фазами растяжения связано формирование Калифорнийского залива, центральная часть которого подстилается корой океанического типа. Помимо структур растяжения, провинции Западная Сьерра-Мадре свойственны многочисленные вулканоструктуры компенсационного погружения (рис. 6-25), обычные для областей кремнекислого вулканизма.

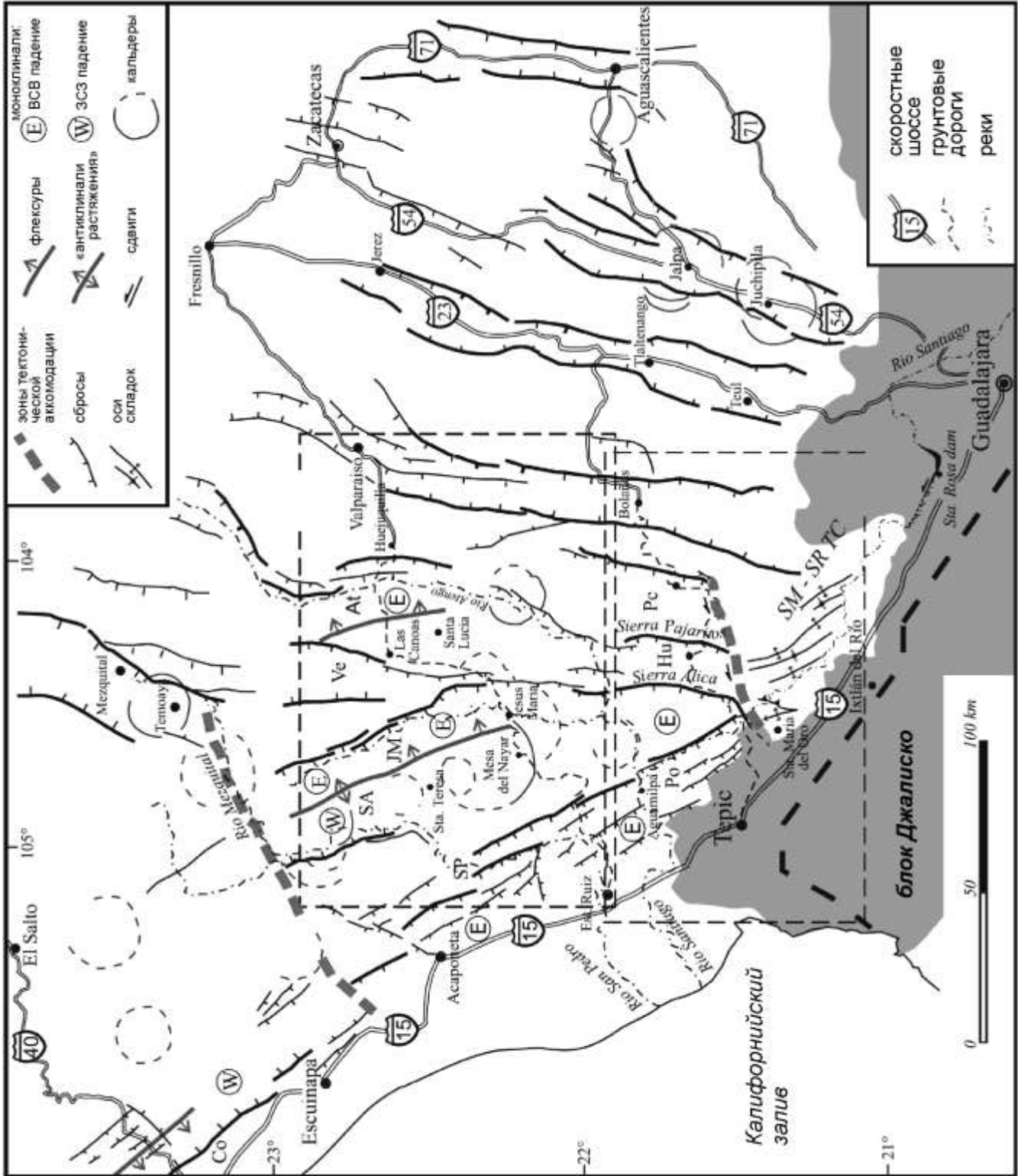
В индивидуальных разрезах эоцен-миоценовых вулканитов Мексики резко преобладают риолитовые игнимбриты. В меньшем количестве встречаются лавы и экструзивные купола кремнекислого состава, а также лавы среднего и основного состава, от базальтов до андезитов. Весьма распространены покровы базальтов и андезибазальтов, перекрывающие игнимбритовые толщи (рис. 6-26), однако средние и основные вулканиты могут присутствовать в любой части разреза. В целом, доля базитов в верхней (23-18 млн лет) и нижней (45-35 млн лет) частях разреза провинции несколько выше, чем в средней части. В эоценовых вулканитах фундамента (формально отнесенных к "нижнему вулканическому комплексу", но практически одновозрастных с нижними стратонами Западной Сьерра-Мадре), доля андезитов также относительно высока. Ареалы позднего базитового и бимодального вулканизма смещены к западу относительно области мощных олигоцен-миоценовых извержений кремнекислых магм. Верхние базитовые стратоны провинции Западная Сьерра-Мадре предложено включить в состав "андезибазальтовой провинции Южной Кордильеры" (*Southern Cordillera Basaltic Andesite Province*), простирающейся на север в Аризону и Нью-Мексико [Cameron et al., 1989].

Типичные минералы кристаллокластов в кайнозойских игнимбритах Мексики – кварц, плагиоклаз, пироксены, биотит, амфибол, титаномагнетит и ильменит; К-Na полевой шпат сравнительно редок. Во вкрапленниках андезитов преобладают плагиоклаз, амфибол, титаномагнетит и пироксены, реже встречается биотит. В базальтах биотит отсутствует, амфибол редок, может присутствовать оливин (в субщелочных разностях – не только во вкрапленниках, но и в основной массе).

Химический состав пород провинции Западная Сьерра-Мадре типичен для средне-высококалиевых известково-щелочных серий окраинно-континентальных вулканических поясов. Содержание SiO₂ варьирует в диапазоне от 47% до 79%. Относительная редкость пород с кремнекислотностью 63-66% обуславливает слабо выраженную бимодальность доступной выборки (рис. 6-27). Нормальнощелочные и умереннощелочные породы (в трактовке [Классификация и номенклатура..., 1981]) присутствуют в близкой объемной

Рис. 6-25.

Тектоническая карта ЮВ части провинции Западная Сьерра-Мадре [Ferrari et al., 2002]. Серой заливкой показаны ком-плексы Трансмексиканского вулканического пояса (поздний миоцен – квартал SM-SR TC – "транспресси-онный коридор" Санта-Мария – Санта-Роза.



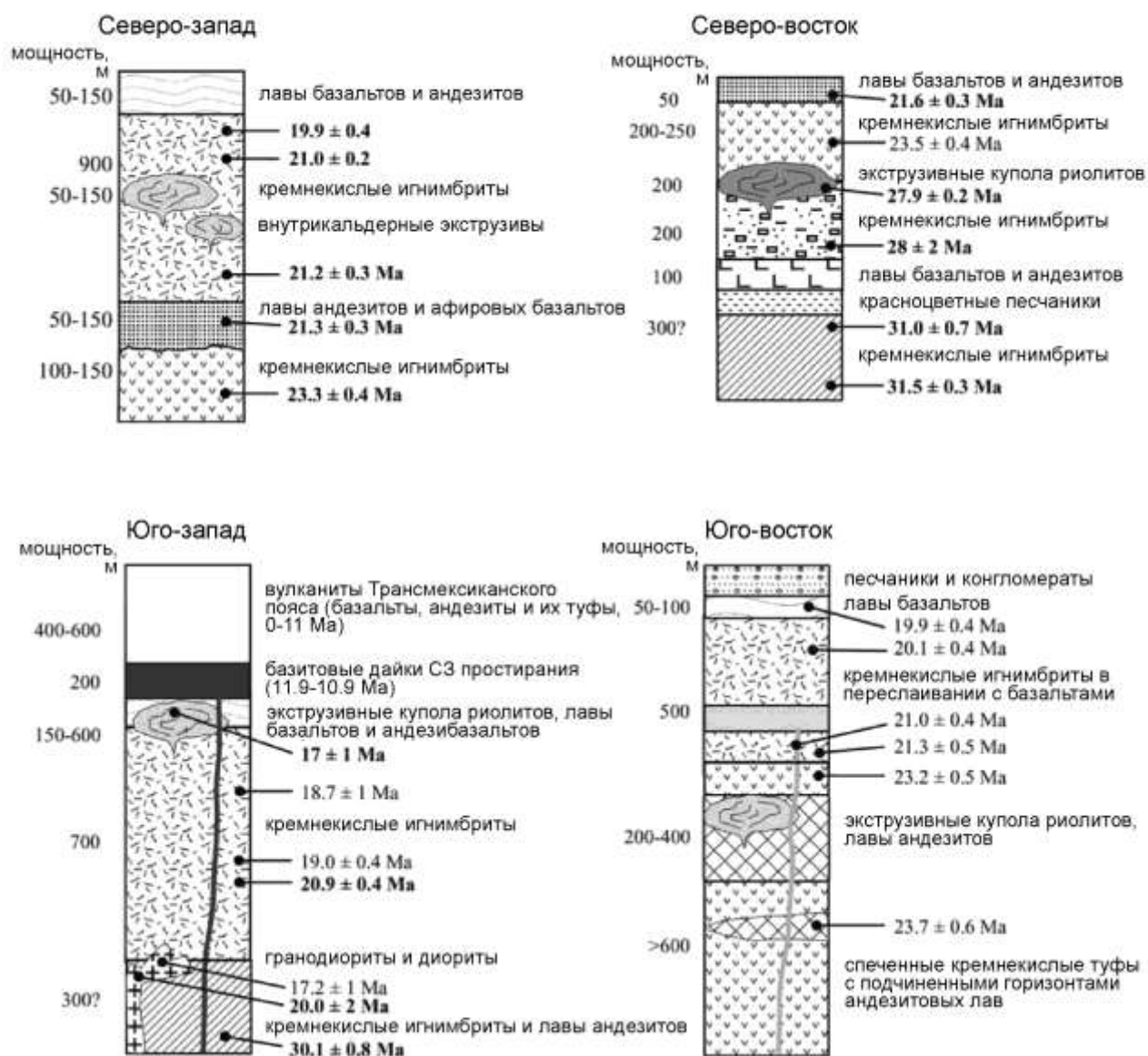


Рис. 6-26. Сводные стратиграфические колонки для различных частей провинции Западная Сьерра-Мадре [Ferrari et al., 2002, без местных географических названий]. Цифры справа от колонок – результаты датирования пород $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K-Ar методами; Ma – млн лет.

пропорции. Из кислых пород резко преобладают риолитовые игнимбриты. В отличие от вулканитов Западной Сьерра-Мадре, породы "нижнего вулканического комплекса" лишены бимодальности, и доля субщелочных пород в них сравнительно невелика (рис. 6-27).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в олигоцен-миоценовых вулканитах Мексики составляют от 0.7041 до 0.7089, а ϵNd – от -5.8 до +2.3 (рис. 6-28). Данные значения предполагают смешение производных магм, с одной стороны, обедненных источников (мантии и/или молодой базитовой коры), с другой – относительно обогащенных коровых. Наибольшее обогащение ^{87}Sr и обеднение ^{143}Nd свойственно магмам из северного сегмента провинции, наложенного на

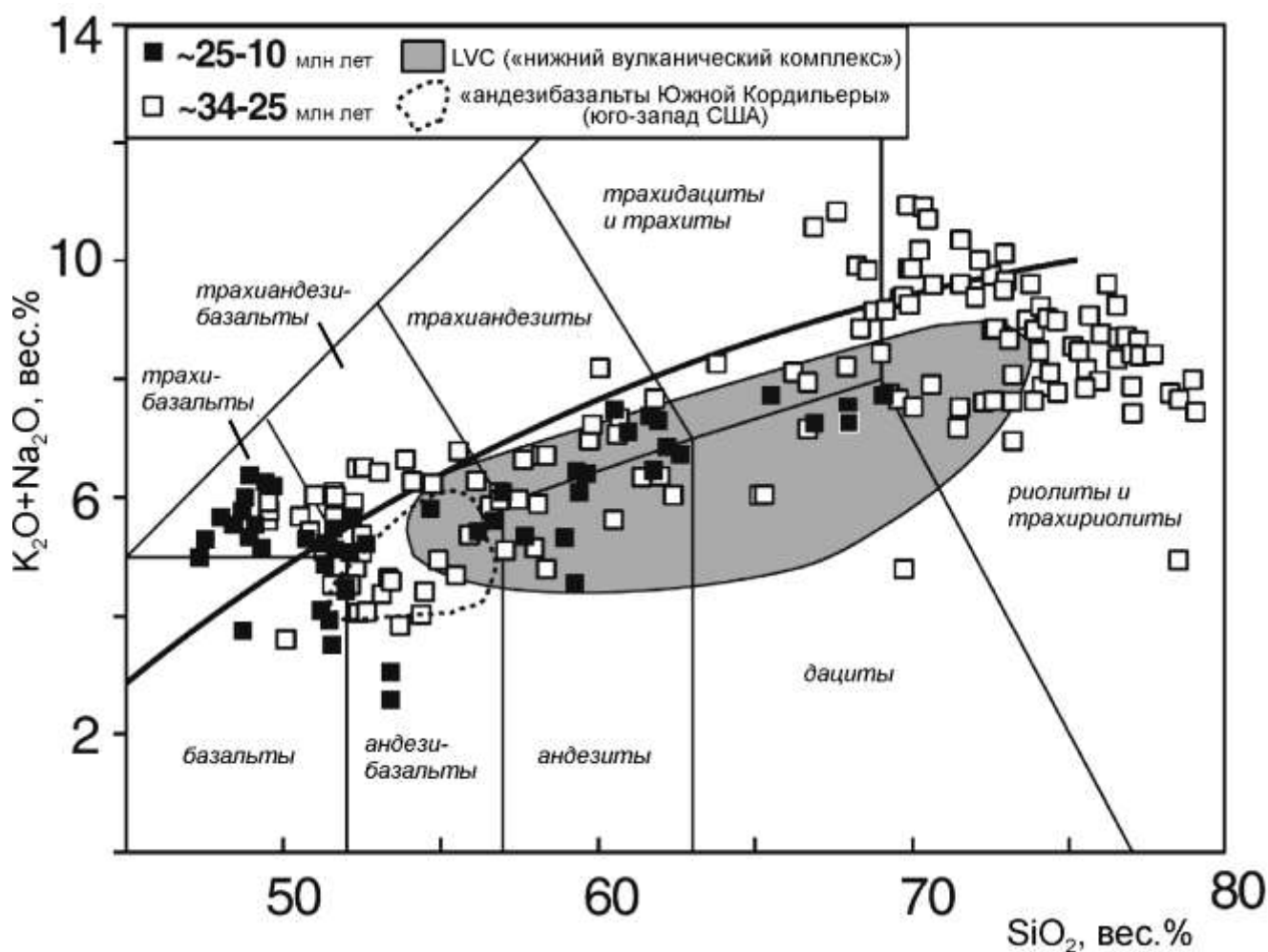


Рис. 6-27. TAS-диаграмма для вулканитов северной части провинции Западная Сьерра-Мадре [Ferrari et al., 2007]. Жирной сплошной линией показана граница полей нормальнощелочных и щелочных пород [Irvine, Baragar, 1971]. Поля составов – по [Le Maitre, 1989].

Квадраты с заливкой – породы восточной части провинции Западная Сьерра Мадре (25-10 млн лет), в области ее пересечения с Провинцией Хребтов и Бассейнов. Пустые квадраты – прочие вулканиты Западной Сьерра-Мадре, возраст 34-25 млн лет. Для сравнения показаны поля составов пород "нижнего вулканического комплекса" (серая заливка) и "андезибазальтов Южной Кордильеры" юго-запада США (см. текст).

сравнительно мощную и древнюю континентальную кору.

Общий объем вулканитов провинции Западная Сьерра-Мадре оценивается в 300-400 тыс. км³, исходя из современной площади вулканогенных полей и средней мощности вулканитов в 1 км. Данные о мощности основаны, главным образом, на результатах полевых наблюдений в условиях весьма расчлененного рельефа. Эти оценки выглядят более достоверными, чем сведения о средней мощности разреза прочих подобных провинций, опирающиеся на косвенные признаки.

Геодинамическая обстановка формирования провинции Западная Сьерра-Мадре, согласно мнению большинства исследователей, менялась от субдукционной (эоцен-олигоцен) к обстановке эпиорогенного рифта (миоцен). Для объяснения механизма генерации аномального

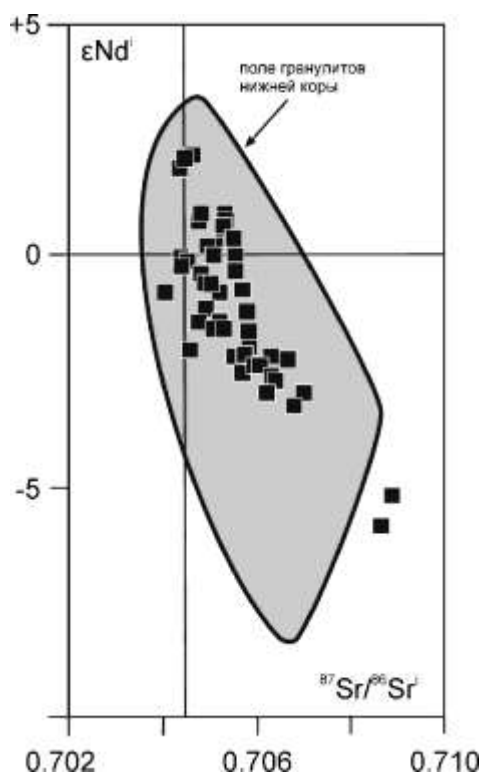


Рис. 6-28. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}^i$ для вулканитов северной части провинции Западная Сьерра-Мадре [Ferrari et al., 2007]. Серой заливкой показано поле состава нижнекоровых гранулитов того же региона.

объема кремнекислых магм привлекались две модели:

- (1) длительное фракционирование базитовых магм с ассимиляцией сравнительно небольшого (до 25%) количества корового материала [AFC-процесс, по de Paolo, 1981];
- 2) обширный анатексис коровых источников под воздействием базитовых андерплейтов. Большинство современных исследователей провинции Западная Сьерра-Мадре отдают предпочтение второй из указанных гипотез. Повышенная продуктивность мантийной магматической системы в олигоцене объясняется изменением угла наклона плиты Фараллон, субдуцировавшей под Северо-Американский континент, с последующим подъемом разогретого материала астеносферы. Именно такой механизм предложен для объяснения подобного вулканического события на территории запада США [Coney, 1978; Humphreys, 1995]. Раннемиоценовую вспышку вулканизма предложено связать с деляминацией плиты Фараллон (рис. 6-29).

6.1.6. Девонский пояс Казахстана

[Бахтеев, 1987; Дегтярев, 1999; Сейтмуратова, 2002]

Данная магматическая провинция трассирует пограничную зону между эпикаледонским Казахстано-Тяньшаньским массивом и герцинской Джунгаро-Балхашской складчатой системой. В современной региональной структуре Девонский пояс имеет подковообразную форму (рис. 6-30), но считается, что в период формирования он был более или менее прямолинейным [Дегтярев, 1999]. Общая длина вулканического пояса составляет около 2100 км при ширине до 300 км. Значительная часть девонских вулканогенных комплексов эродирована,

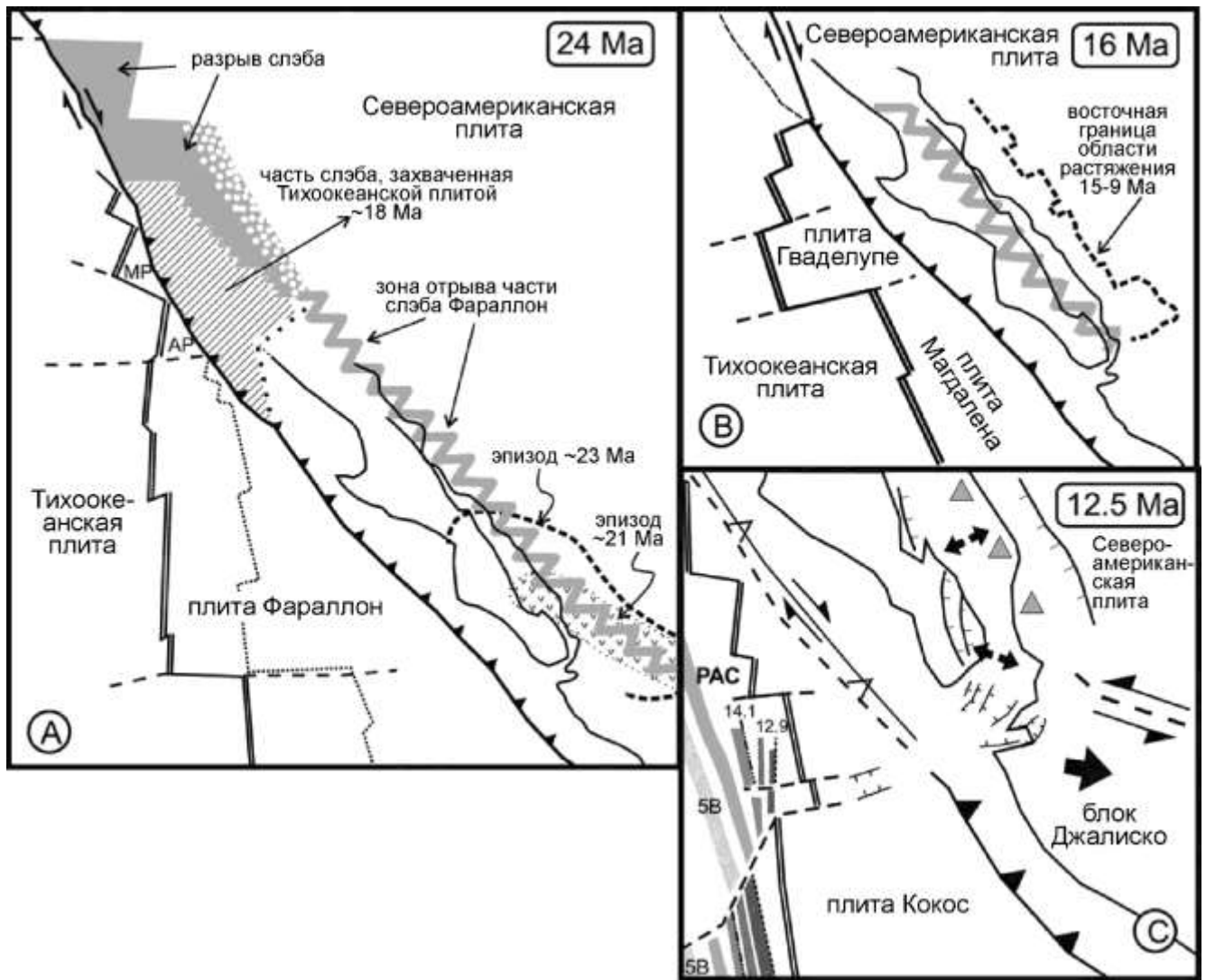


Рис. 6-29. Палеотектонические реконструкции для миоцена юго-запада Северной Америки [Ferrari et al., 2002]: А – 24 млн лет назад, В – 16 млн лет назад, С – 12.5 млн лет назад. Сокращения: PAC – Тихоокеанская плита, AP – микроплита Аргуэло, MP – микроплита Морро. На (С) показаны главные полосовые магнитные аномалии Тихоокеанской плиты.

а часть скрыта позднепалеозойскими вулканитами Балхаш-Илийского пояса и мезокайнозойскими осадками. Опубликовано положение о распространении ареала вулканитов сходного возраста и состава на север, под чехол Западно-Сибирской плиты, не менее чем на 1000 км [Курчавов, 2004]. Однако первичные данные, подтверждающие это предположение, в публикациях пока недоступны.

В соответствии с современной структурой вулканического пояса, его принято подразделять на три сегмента (звена): юго-западное, субширотное и северо-восточное.

Представления о возрасте стратонов Девонского пояса базируются, главным образом, на данных палеонтологии и палеоботаники [Шужанов, 1984; Бахтеев и др., 1984]. Схема корреляции главных стратиграфических подразделений рассматриваемой провинции, приведенная в монографии М.К. Бахтева [1987], представлена на рис. 6-31. Согласно этой

схеме, активные вулканические процессы начались с середины жединского века (лохковского, в современной шкале [Gradstein et al., 2004]), то есть 414-413 млн лет назад, и завершились в конце живета – начале франа (384-383 млн лет назад). Некоторые стратоны франско-фаменского возраста включают горизонты калиевых риолитов и субщелочных оливиновых базальтов. В фаменское время в Джунгаро-Балхашской области начала формироваться Котырасан-Калмакэмельская островная дуга [Тевелев, 2003] – геоструктура, независимая от Девонского пояса и, возможно, связанная с тектоно-магматической системой Балхаш-Илийского пояса (см. раздел 6.1.7). Поэтому остается открытым вопрос, считать ли указанные франские и фаменские вулканы завершающим аккордом магматизма Девонского пояса, или проявлениями магматической активности в тылу зарождавшегося позднепалеозойского пояса, или интерпретировать этот вулканизм как рифтогенный, не связанный с процессами субдукции. Если принять первую гипотезу, то верхнюю возрастную границу Девонского пояса следует поднять примерно до 360 млн лет.

В 1950-е – 1970-е гг. накоплен значительный объем К-Аг определений возраста магматических пород Центрального Казахстана – и по валовым пробам, и по мономинеральным фракциям [Kostitsyn, 1996]. Однако, изотопные методы гораздо чаще использовались для датирования плутонических комплексов, а не вулканитов, и попытки построить на этих данных какие-либо стратиграфические схемы для Казахстанского пояса не предпринимались. SHRIMP-датировки цирконов пока остаются очень немногочисленными [Курчавов и др., 2007; Kröner et al., 2008; Ермолов, Журутин, 2009; Shen et al., 2016]. Как и в случае с ОЧВП, применение прецизионных методов датирования дало почву для сомнений в некоторых общепринятых положениях о возрасте магматических комплексов. Например, для рудоносных интрузивов Нурказганского рудного поля получены значения возраста, соответствующие раннесилурийской эпохе [Shen et al., 2016], что дает основания для исключения этих образований из Девонского пояса Казахстана.

Основание Девонского пояса Казахстана включает блоки докембрийской коры, а также разнообразные террейны, связанные с раннепалеозойскими зонами перехода континент-океан [Дегтярев, 1999]. Наиболее поздние проявления островодужного вулканизма выявлены в структурах основания северо-восточного (Чингизского) сегмента вулканического пояса. Здесь распространены раннесилурийские вулканы, интродуцированные позднесилурийскими гранитоидными батолитами. Становление последних опережает начало формирования Казахстанского пояса не более чем на 10 млн лет. В зависимости от возраста комплексов фундамента, угловое несогласие в основании разреза вулканического пояса местами отчетливое, местами практически отсутствует.

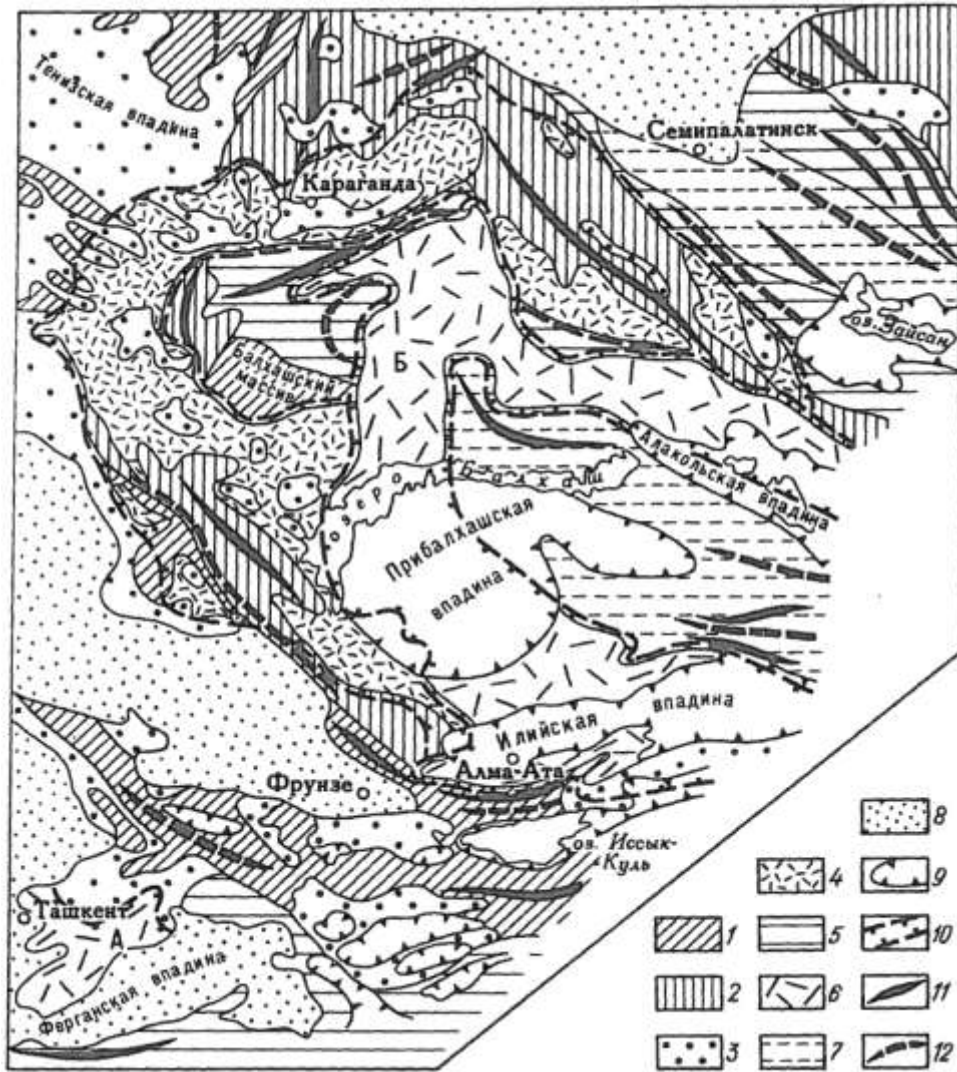


Рис. 6-30. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана [Бахтеев, 1987]. Геологические комплексы: 1 – раннекаледонские; 2 – позднекаледонские; 3 – эпикаледонские молассы; 4 – Девонский пояс Казахстана; 5 – раннегерцинские; 6 – позднепалеозойские вулканические пояса (А – Бельтау-Кураминский, Б – Балхаш-Илийский); 7 – позднегерцинские; 8 – эпипалеозойский платформенный чехол; 9 – наложенные мезокайнозойские впадины; 10 – реконструированные контуры вулканических поясов на момент формирования; 11 – антиклинории; 12 – синклинории.

Вулканогенные покровы смяты в складки, хотя и менее интенсивно, чем подстилающие их комплексы докембрия и раннего палеозоя. Местами хорошо сохранились палеокальдеры [Федоров, 1965; Федоров и др., 1996]. В результате наложенных тектонических событий девонские вулканы оказались рассечены разломами и нарушены блоковыми движениями с вертикальной амплитудой до сотен метров и горизонтальной – до десятков километров. Ороклинальный изгиб структур Казахстанского пояса формировался со среднего девона до конца палеозоя [Гришин и др., 1997, Levashova et al., 2003; Левашова и др., 2011].

Вариации мощности и состава вулканитов показаны на рис. 6-32. Как и в Охотско-Чукотском поясе, здесь можно выделить "нижние андезиты", существенно кремнекислую среднюю часть разреза и "верхние базальты", и столь же нередки случаи отступления от этой

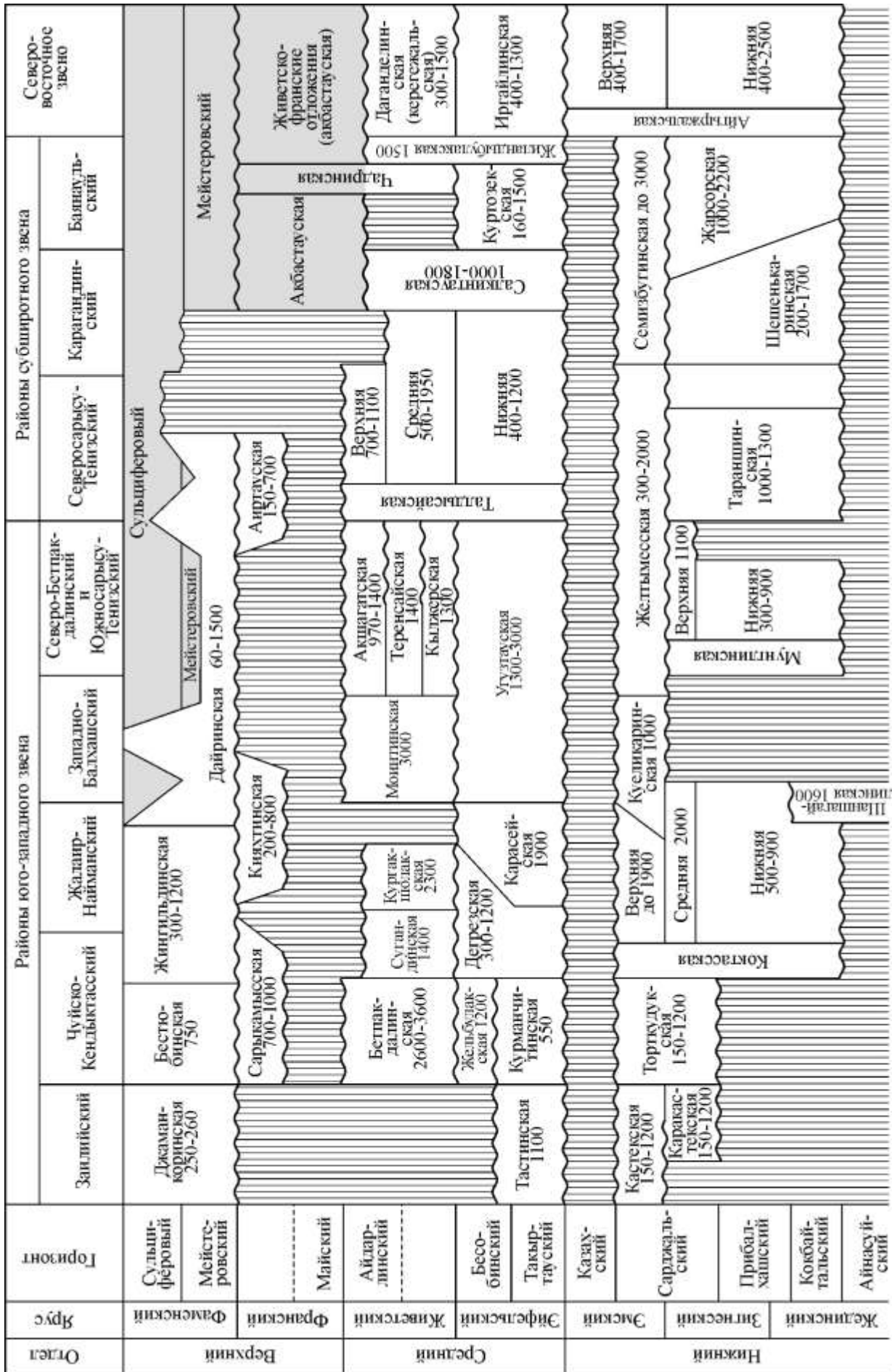


Рис. 6-31. Схема корреляции главных стратиграфических подразделений девонского вулканического пояса Казахстана [Бахтеев, 1987]. Заливкой показаны прибрежно-морские и лагунные фации, цифрами – мощность стратонов в метрах

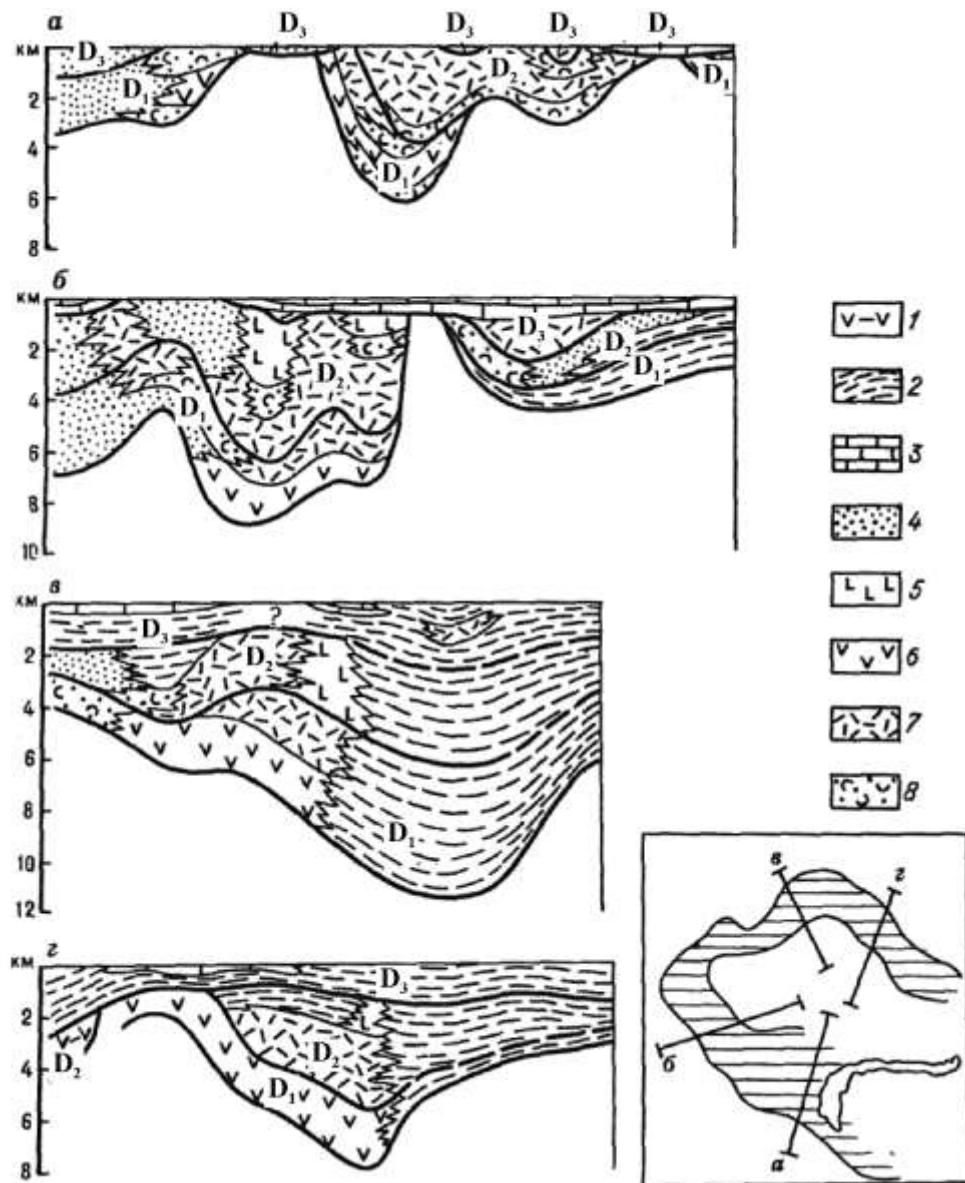


Рис. 6-32. Вариации мощностей девонских образований Казахстанского пояса и его обрамления [Бахтеев, 1987]. Расположение линий схематических разрезов показано на вставке. 1 – островодужные вулканотерригенные образования; 2-3 – формации окраинных и внутренних морей: 2 – существенно терригенные, 3 – существенно карбонатные; 4 – молассы внутренних впадин; 5-8 – формации окраинно-континентального вулканического пояса: 5 – существенно базальтоидные, 6 – существенно андезитовидные, 7 – существенно риолитовидные, 8 – вулканогенно-молассовые.

закономерности. Многие вулканогенные стратоны включают горизонты осадочных и вулканогенно-осадочных пород, и обычны фациальные переходы от существенно вулканогенных толщ к осадочным. Общая мощность девонских вулканитов, согласно представленной схеме, местами превышает 6 км.

Из значимых проявлений миграции вулканизма можно отметить смещение активных центров в сторону современной Джунгаро-Балхашской области (рис. 6-32б), однако эта тенденция проявлена лишь локально.

Петрографические характеристики пород девонского пояса Казахстана вполне типичны для вулканических провинций подобного рода. Доля пирокластических образований в толщах основного / среднего состава оценивается в 10-30% [Шужанов,1984], в кремнекислых меняется в широких пределах, от 10 до 100%. Наибольший объем занимают риолитовые и дацитовые игнимбриты различного текстурного облика. Вкрапленники и кристаллокласты в базитах представлены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом, реже оливином. В андезитах нередки фенокристы базальтической роговой обманки. Вкрапленники в дацитах и риолитах – пироксены, амфиболы, биотит, кислый плагиоклаз, кварц, К-На полевой шпат. В редких щелочных разностях присутствуют эгирин и рибекит. Наиболее распространенные акцессорные минералы – апатит, циркон, титаномагнетит, ильменит, ортит. Афировые разности среди риолитов встречаются гораздо чаще, чем среди базальтов и андезитов.

Различные сегменты (звенья) вулканического пояса различаются вариациями средней кремнекислотности вулканитов по разрезу (рис. 6-33) и некоторыми особенностями истории формирования. Например, в юго-западном и широтном сегментах между образованиями раннего и среднего девона предполагается перерыв и несогласие. В северо-восточном сегменте признаки подобного несогласия не выражены (рис. 6-31, 6-33).

Вулканиты Казахстанского пояса в целом представлены широким рядом составов, от основных до кремнекислых (рис. 6-34). Объемное соотношение нормальнощелочных и субщелочных разновидностей близко к 1:1. В небольших количествах присутствуют породы щелочного ряда (большая их часть соответствует верхним частям доступного наблюдению разреза, и допускается их связь с наложенными тектоно-магматическими событиями). Соотношение содержаний оксидов щелочных металлов, магния и железа указывает на присутствие производных толеитовой и известково-щелочной серий, с преобладанием последних (рис. 6-35).

Петрохимическая зональность Казахстанского пояса выражена, главным образом, в возрастании общей щелочности и калий-натрового отношения от фронтальной части вулканической провинции к тыловой (рис. 6-36). В юго-западном сегменте пояса эта зональность проявлена гораздо слабее, чем в субширотном и северо-восточном. Общий объем вулканогенных формаций Девонского пояса Казахстана оценивается в 1004 тыс. км³ [Бахтеев, 1987]. Расчетная доля основных, средних и кислых вулканитов составляет 24%, 18% и 58% соответственно. Для общей площади, занятой в настоящее время комплексами данной геоструктуры, приводится оценка 350 тыс. км², то есть значение средней мощности вулканитов, принятое при расчетах, составляет около 3 км. Приведенная оценка площади включает гипотетическую площадь эродированных девонских комплексов, а также вулканитов, предполагаемых под покровом более молодых отложений. Какая именно часть общего объема

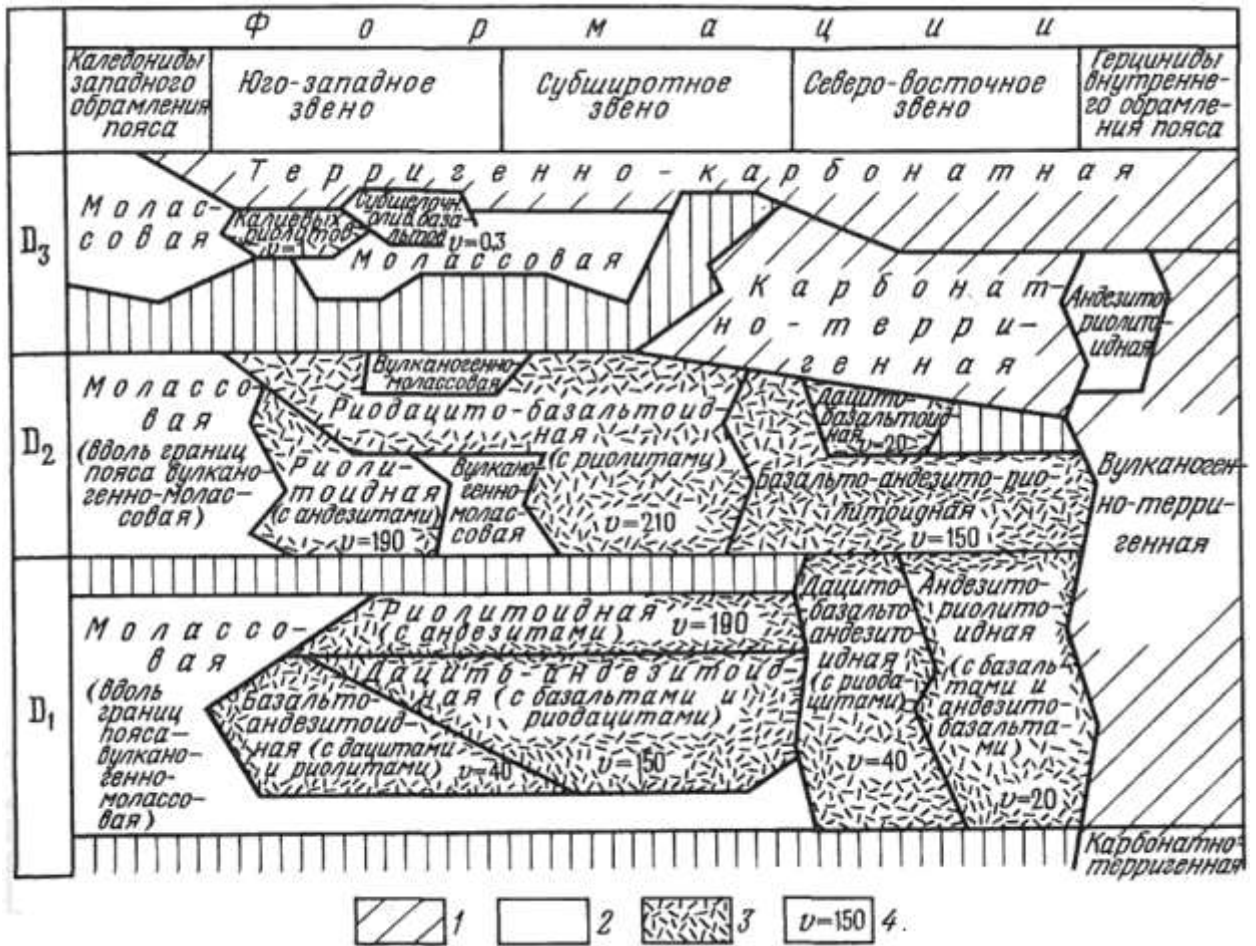


Рис. 6-33. Формации Девонского пояса Казахстана и его обрамления [Бахтеев, 1987].

1 – формации континентальных и преддуговых бассейнов; 2 – молассовые орогенные; 3 – существенно вулканогенные; 4 – объем вулканогенных формаций в тыс. км³.

вулканитов приходится на предполагаемые, а не реально присутствующие комплексы, в монографии М.К. Бахтеева [1987] не указано. Возможно, приведенная оценка недостаточно консервативна. Происхождение Казахстанского вулканоплутонического пояса принято связывать с субдукцией океанической литосферы Джунгаро-Балхашского океанического бассейна под континентальный блок, сформированный в каледонскую орогеническую эпоху [Кошкин и др., 1985; Зоненшайн и др., 1990; Скринник, Сенкевич, 1996; Курчавов, 2001].

6.1.7. Балхаш-Илийский пояс

[Бахтеев, 1987; Сейтмуратова, 2002; Тевелев, 2003]

Позднепалеозойский Балхаш-Илийский (Прибалхашско-Илийский) пояс расположен на территории Джунгаро-Балхашской складчатой области герцинской консолидации. В современной геологической структуре палеозойд Центральной Азии он выглядит "вложенным" в Казахстанский пояс и также имеет подковообразную форму (рис 6-25). Протяженность данной геоструктуры – около 1700 км, включая фрагмент примерно в 300 км, перекрытый мезокайнозойскими осадочными породам Чу-Илийской (Балхашской) впадины; ширина

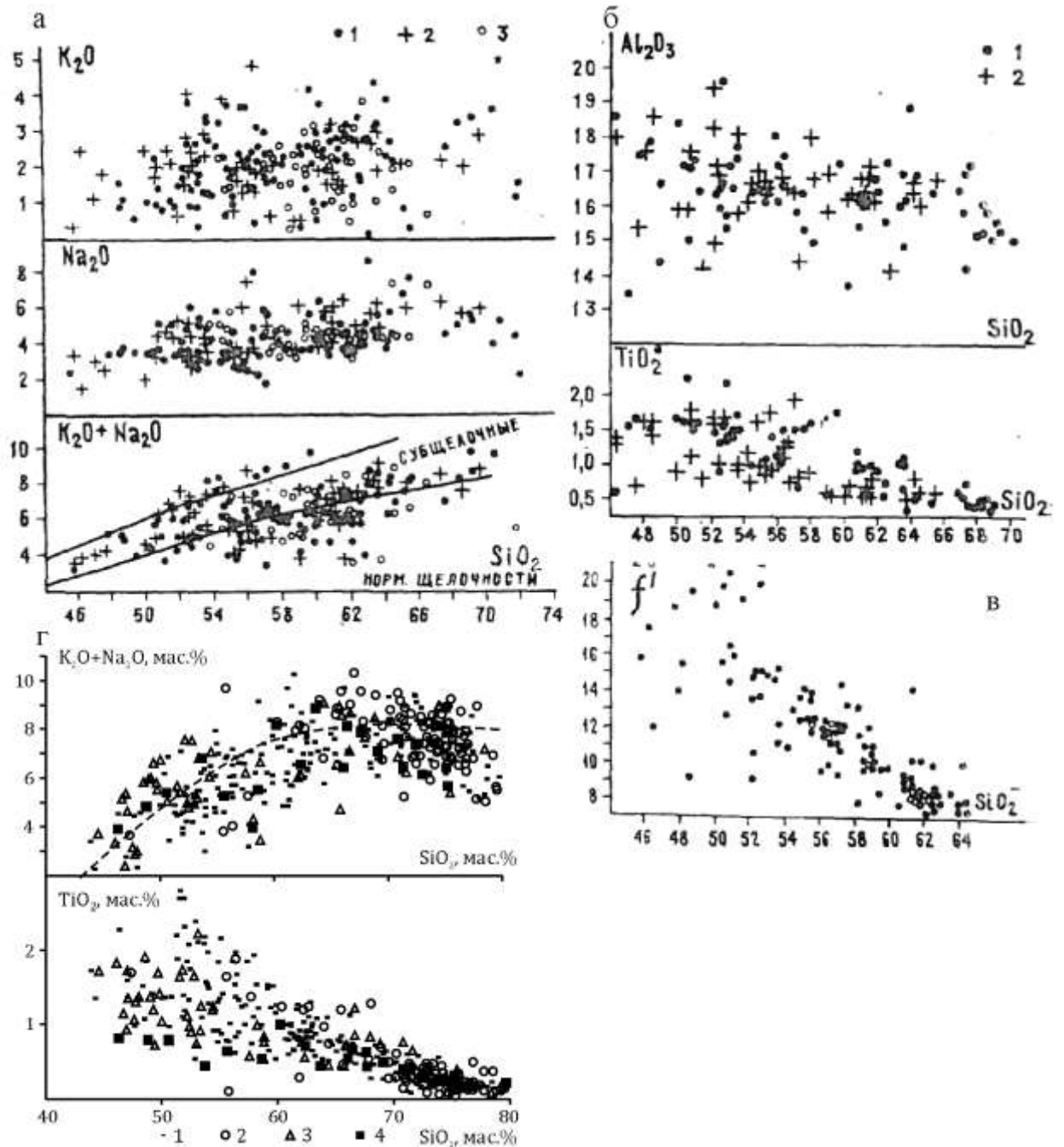


Рис. 6-34. Петрохимические диаграммы для пород избранных сегментов Казахстанского вулканического пояса.

а-в – дацито-андезито-базальтовая формация субширотного сегмента [Шужанов, 1984], синклинии: 1 – Шидертинский, 2 – Селетинский, 3 – Баянаульский; г – юго-восточный сегмент, Чингизский мегантиклинорий [Тихомиров и др., 2001]: 1 – ранний девон, 2 – эйфель, 3 – живет, 4 – поздний живет-фран. Пунктир – граница полей нормальнощелочных и умереннощелочных пород.

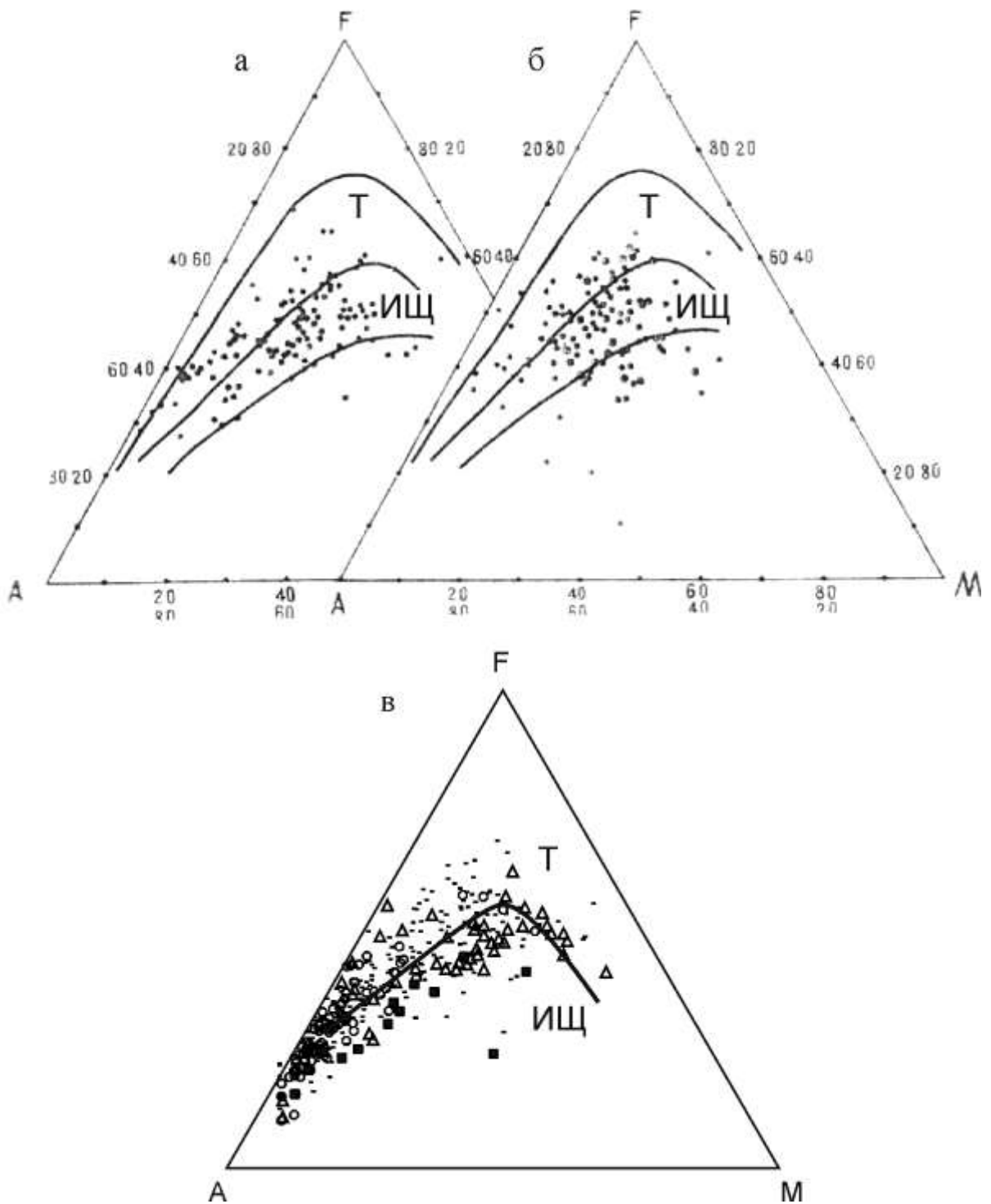


Рис. 6-35. Диаграммы AFM [Irvine, Baragar, 1971] для пород избранных сегментов Казахстанского вулканического пояса. а – юго-западный сегмент (Жалаир-Найманский синклиорий); б – субширотный сегмент (Приатасуйский, Конский, Кусмурунский синклиории) [Шужанов, 1984]; в – юго-восточный сегмент (Чингизский мегантиклиорий) [Тихомиров и др., 2001]. Условные обозначения – см. рис. 6-34. А = K_2O+Na_2O , F = $FeO+0.9Fe_2O_3$, М = MgO (вес.%). Поля серий: Т – толеитовой, ИЩ – известково-щелочной.

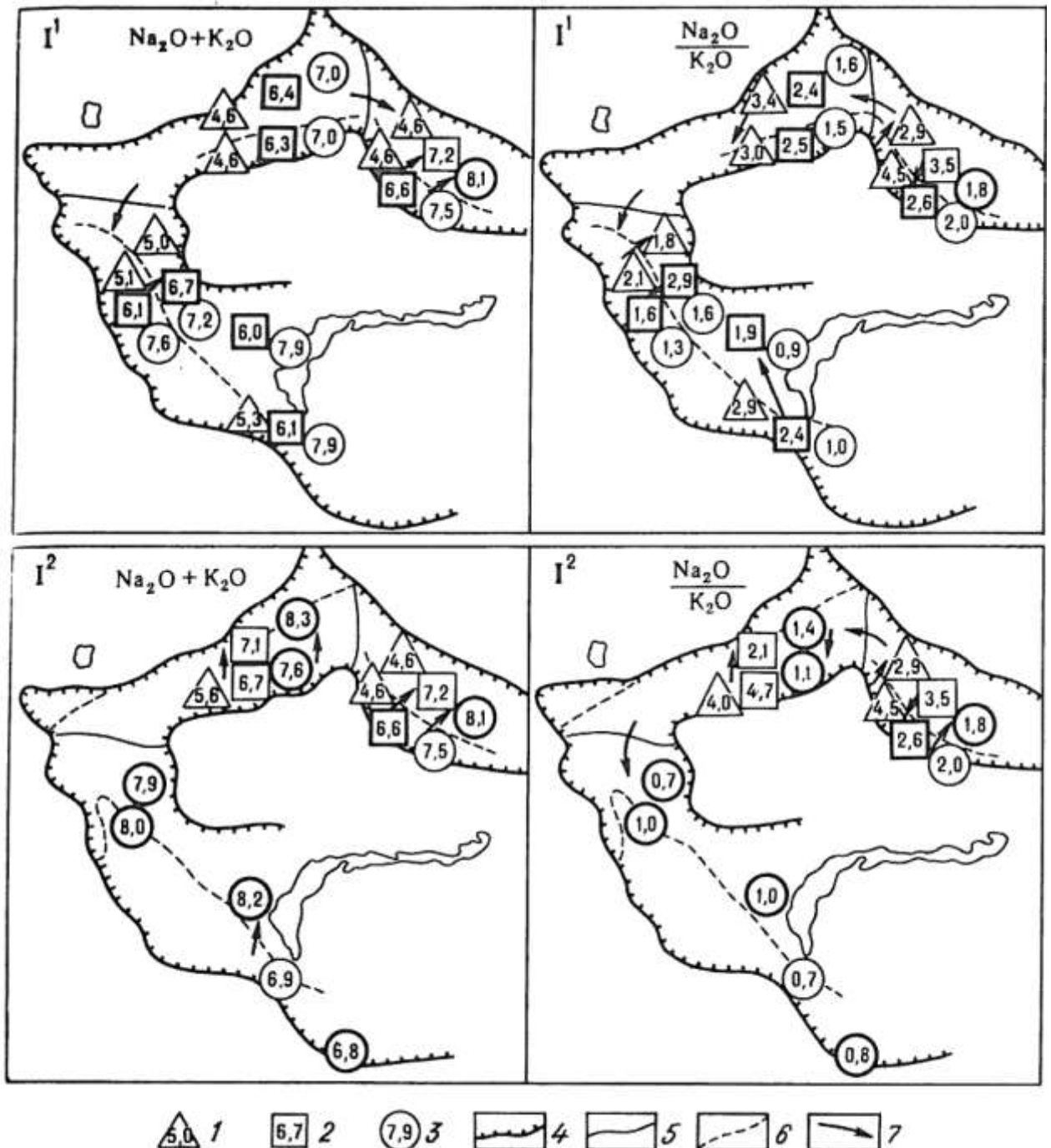


Рис. 6-36. Пространственные вариации петрохимических показателей раннедевонских вулканитов Казахстанского вулканического пояса [Бахтеев, 1987]. Стадии: I^1 – ранняя, I^2 – поздняя.

1-3 – средние значения петрохимических показателей (суммы $K_2O + Na_2O$ и отношения Na_2O/K_2O) в группах пород с различной кремнекислотностью: 1 – основного состава, 2 – среднего состава, 3 – кремнекислого состава (жирным контуром обведены знаки, соответствующие породам, преобладающим в составе формации); 4-6 – границы: 4 – вулканического пояса, 5 – продольных петрохимических зон (сегментов), 6 – одновозрастных вулканических формаций; 7 – направление изменения величин петрохимических показателей.

вулканического пояса достигает 250 км. В составе Балхаш-Илийского пояса принято выделять три сегмента (звена): Каркаралинско-Алакольский, Токрауский и Илийский.

Геохронологические данные, полученные с использованием сравнительно надежных методов (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), для комплексов Балхаш-Илийского пояса примерно так же скудны, как и для Девонского пояса Казахстана. В публикациях приведены лишь несколько определений для плутонов, с которыми связывается Cu-Mo-порфировое и W-Mo оруденение [Chen et al., 2014, 2015; Shen et al., 2017]. Местами эти результаты согласуются с принятыми представлениями о возрасте магматических комплексов, местами оказываются более древними, например, соответствующими раннепермской эпохе вместо позднепермской или раннетриасовой.

Стратиграфические схемы Балхаш-Илийского пояса, за недостатком прецизионных геохронологических данных, построены на определениях возраста ископаемой флоры и фауны в комплексе в данными о структурных взаимоотношениях стратонов [Бахтеев, 1987; Сейтмуратова, 2002; Тевелев, 2003]. Возраст некоторых стратиграфических подразделений интерпретируется неоднозначно. Кроме того, вулканогенные комплексы, выявленные в пределах Балхаш-Илийского пояса, накапливались в весьма различной обстановке и разделены поверхностями углового несогласия. Это дает основания для предположений о том, что рассматриваемая провинция включает несколько пространственно совмещенных разновозрастных вулканических областей. Ал.В. Тевелев [2003] предложил выделить три стадии формирования Балхаш-Илийского пояса: фаменско-ранневизейскую (370-340 млн лет), визе-позднекаменноугольную (340-300 млн лет) и раннепермскую (300-270(?) млн лет), каждой из которых соответствует своя геодинамическая обстановка. М.К. Бахтеев [1987] исключает фаменско-ранневизейские вулканы из состава Балхаш-Илийского пояса, обосновывая это решение резкими различиями палеогеографических условий, а верхнюю возрастную границу вулканизма поднимает до конца перми, ссылаясь на данные В.Я. Кошкина [1981] о стратиграфии позднепалеозойских образований. Для наиболее молодых вулканитов вулканического пояса (малайсаринской свиты) допускается даже раннетриасовый возраст. По мнению Э.Ю. Сейтмуратовой [2002], верхние стратоны Балхаш-Илийского пояса имеют позднепермский возраст. Если исключить из состава рассматриваемой провинции островодужные образования, то формирование Балхаш-Илийского пояса охватывает интервал от середины визе до конца перми (примерно 340-250 млн лет).

В фундаменте Балхаш-Илийского пояса доминируют герцинские (тельбесские и саурские) комплексы, формировавшиеся преимущественно в условиях островных дуг и преддуговых / задуговых бассейнов [Тевелев, 2003]. Местами позднепалеозойские вулканы с резким несогласием налегают на структуры байкальской и каледонской эпох [Бахтеев, 1987;

Тевелев, 2003]. В северном Прибалхашье вулканиды позднепалеозойского пояса перекрывают комплексы Девонского пояса Казахстана, и несогласие здесь выражено гораздо слабее. В фундаменте позднепалеозойских континентальных вулканидов также присутствуют вулканогенные комплексы франского и фамен-турнейского возраста, не обнаруживающие явной связи с Девонским поясом. Таковы, например, позднефранские ультракалиевые риолиты из структур обрамления Актау-Кызылэспинского блока, а также фамен-турнейские субаквальные вулканиды Котырассан-Калмакэмельской островной дуги [Тевелев, 2003]. Ал.В. Тевелев рассматривает фаменские и турнейские вулканиды в составе Балхаш-Илийского пояса, отмечая их принадлежность к ранней стадии развития данной геоструктуры.

Образования Балхаш-Илийского пояса сохранили следы значимых складчатых деформаций. Наклон крыльев складок достигает 30-40°. В верхней части разреза данной провинции складчатые нарушения выражены менее отчетливо, чем в нижней. Реликты кальдер описаны практически везде, где присутствуют мощные толщи кремнекислых вулканидов. Нередко вулканомиктовые породы содержат окатанные обломки гранитоидов, аналогичных интрузирующим более древние вулканогенные толщи этой же магматической провинции. Это указывает на существование перерывов в вулканической активности, сопровождавшихся значительной эрозией вулканогенных образований.

Схема корреляции главных стратонов Балхаш-Илийского пояса [Бахтеев, 1987] приведена на рис. 6-37. Балхаш-Илийский пояс сложен континентальными вулканидами, по кремнекислотности варьирующими от базальтов до риолитов. Как и в Девонском поясе, около 50% объема магматических пород составляют умереннощелочные разновидности. Наиболее распространены туфы и игнимбриты риолитов/трахириолитов и дацитов/трахидацитов. В целом на кремнекислые вулканиды приходится около 70% объема изверженных образований данной провинции, на средние и основные – примерно по 15% [Бахтеев, 1987]. Стратифицированные образования Балхаш-Илийского пояса весьма изменчивы по латерали. Описаны толщи андезитов и их туфов мощностью до 1 км, вероятно, представляющие собой реликты стратовулканов. В некоторых частных разрезах преобладают вулканомиктовые и полимиктовые осадочные породы (от конгломератов до алевролитов) общей мощностью до 700-800 м. Изредка горизонты осадочных пород включают прослой известняков и мергелей. Как и в большинстве вулканических провинций, рассматриваемых в настоящей главе, в нижних частях обобщенного разреза Балхаш-Илийского пояса преобладают андезиты, выше залегают толщи существенно кремнекислых пород, а наиболее молодые пермские стратоны часто представлены контрастными сериями (базальты/андезибазальты и риолиты, с широким распространением субщелочных разновидностей).

Отдел Нижний	Каркаралинско-Алакольское и Токрауское звенья [Кожки, 1981; Мясников и др., 1981]	Илийское звено [Азбель, Сальменова, 1974; Мясников и др., 1981]
Верхняя часть	Шангелбайская свита: игнимбриты и лавы трахириолитов - трахидацитов (200-1400 м) Майтасская свита: андезибазальты, трахиадезиты, субщелочные базальты, трахириолиты, их игнимбриты (400-500 м) Караирекская свита: лавы, туфы, тейфроиды трахириолитов, риолитов, конгломераты, песчаники, алевролиты (150-1100 м)	Малайсаринская свита: туфриты, туфы, игнимбриты кислого состава, конгломераты, песчаники (200-500 м)
Верхняя часть	Бакалинская свита: базальты, андезибазальты, трахибазальты, трахириолиты, конгломераты (200-1000 м) Кармысская свита: риолитовые туфы, песчаники и др. (150-1100 м) Кызылкинская свита: андезиты, трахиадезиты, базальты, трахидациты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты (400-1400 м) Актобинская свита: дациты, их игнимбриты трахиадезибазальты, трахидациты, трахириолиты, их туфы и игнимбриты (400-1400 м) Колдарская свита: туфы, игнимбриты, автомагматические брекчи дацитов, риодацитов, риолитов, андезиты, конгломераты, песчаники (200-2300 м)	Жельдыкаринская свита: базальты, андезибазальты, андезиты, трахиадезиты, их туфы, конгломераты, песчаники (200-1000 м) Жалгызагашская свита: туфы, лавы и игнимбриты риолитов, песчаники и др. (300-1000 м) Бескайнарская свита: андезиты, андезибазальты, трахиадезибазальты, их туфы, конгломераты, песчаники (200-1000 м) Кугалинская свита: туфы, игнимбриты риолитов, риодацитов, конгломераты, песчаники, алевролиты (200-900 м)
Верхняя часть	Керетгасская свита: туфы, игнимбриты, автомагматические брекчи риолит-дацитового, реже трахириолит-трахидацитового состава; андезиты, конгломераты, песчаники (200-2300 м)	Джамбасская свита: туфы, игнимбриты риолитов и дацитов, конгломераты, песчаники (200-1000 м)
Средняя часть	Калмакмельская свита: андезиты, дациты, их туфы и автомагматические брекчи, редко трахиадезиты, трахириолиты, конгломераты, песчаники (300-2500 м)	Дегересская свита: андезибазальты, андезиты, реже их туфы (400 м) Бапакская свита: конгломераты, песчаники, туфы, игнимбриты риодацитов (500-600 м)
Нижняя часть	Каркаралинская свита: андезиты, туфы риолитов, дацитов, андезитов, песчаники, конгломераты (250-1700 м) Слаура, девон, турнейский ярус, нижнедевонский подъярус	Шункарская свита: субщелочные риолиты и др. (600-1800 м) Лавы и туфы среднего, реже кислого состава, песчаники, алевролиты (1200-2000 м) Мукринская свита: лавы и туфы кислого, реже основного состава, осадочные породы (750 м)

Рис. 6-37. Схема корреляции главных стратиграфических подразделений Балхаш-Илийского пояса [Бахтеев, 1987].

Вкрапленники и кристаллокласты в кремнекислых вулканитах Балхаш-Илийского пояса представлены кварцем, плагиоклазом, К-На полевым шпатом, биотитом, оксидами Fe и Ti, амфиболом, реже пироксеном. Типичные вкрапленники андезитов – плагиоклазы, пироксены, роговая обманка, титаномагнетит, в трахиандезитах присутствует биотит. В базальтах фенокристы представлены плагиоклазом, пироксенами и, реже, оливином.

Вулканиты Балхаш-Илийского пояса по содержанию SiO₂ варьируют от базальтов до риолитов, в целом представляя непрерывно дифференцированную серию (рис. 6-38). Количественно доминируют породы среднего и кислого состава, базиты характеризуются подчиненным распространением. Не менее 50% объема изверженных пород приходится на умереннощелочные разновидности, в небольших количествах присутствуют вулканиты щелочного ряда.

Отмечен факт возрастания общей щелочности вулканитов и калий-натрового отношения от фронтальной зоны вулканического пояса к тыловой [Бахтеев, 1987; Курчавов, 1984; Тевелев, Кошелева, 1988]. Наиболее ярко эта зональность выражена в южном (Илийском) сегменте рассматриваемой провинции (рис. 6-39).

Согласно оценкам М.К. Бахтеева [1987], суммарный объем вулканитов Балхаш-Илийского пояса составляет 1.24 млн км³, при общей площади их распространения около 270 тыс. км² (как и в случае с Девонским поясом Казахстана, в эту оценку включены площадь и объем предполагаемых эродированных толщ, а также вулканитов, скрытых под мезокайнозойскими осадками). Расчетная доля основных, средних и кислых вулканитов составляет 16%, 14% и 70% соответственно. Средняя мощность позднепалеозойской вулканогенной толщи оценивается примерно в 5 км, что значительно выше соответствующих значений для большинства магматических провинций, рассматриваемых в данной главе. Данное значение получено как сумма мощностей отдельных стратонов. При известной изменчивости разреза континентальных вулканитов, такое решение не представляется однозначно верным. Э.Ю. Сейтмуратовой [2002] предложена более скромная оценка объема позднепалеозойских вулканитов Джунгаро-Балхашской области – около 350 тыс. км³, включая 75 тыс. км³ для толщ, предположительно накопленных в окраинно-континентальной обстановке (эти образования предложено рассматривать как самостоятельный Котырассан-Кусак-Тастыйский пояс) и 277 тыс. км³ для внутриконтинентальных вулканитов, отнесенных к собственно Балхаш-Илийскому поясу. Столь существенная разница в оценках объема лишней раз показывает, насколько подобные оценки приблизительны и субъективны при имеющейся фактической базе.

Согласно последней, на данный момент, версии региональных геодинамических реконструкций [Тевелев, 2003], в фаменско-ранневизейское время Балхаш-Илийская магматическая провинция развивалась в режиме энсиалической островной дуги.

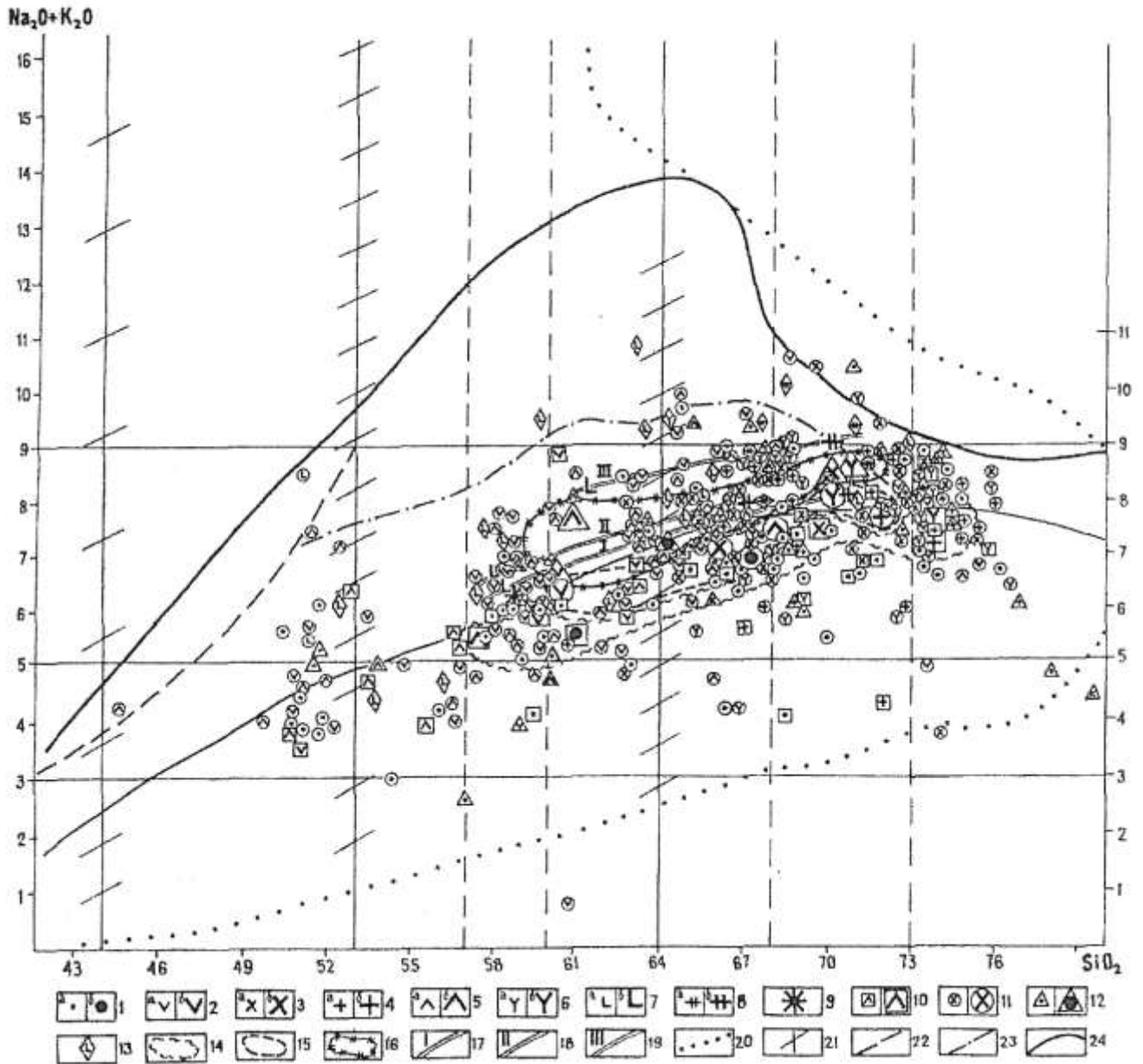


Рис. 6-38. TAS-диаграмма для позднепалеозойских вулканитов Жонгаро-Балхашской складчатой области [Сейтмуратова, 2002]. 1-8 – средние составы пород без разделения по структурам, возраст: 1 – C_{1V-s} ; 2 – $\text{C}_{1S2-C_2b_1}$; 3 – $\text{C}_{2b_2-m_1}$; 4 – $\text{C}_{2m_2-C_3g\check{z}}$; 5 – P_{1as_1} ; 6 – $\text{P}_{1as_2-ag_1}$; 7 – P_{1ar_2-kz} ; 8 – P_{2t} ; 9-13 – средние составы вулканитов различных структур: 9 – Саяжской, 10 – Котырасан-Кусак-Тастыйского вулканического пояса, 11 – Балхаш-Илийского вулканического пояса; 12 – Успенского рифта; 13 – Жантауского и Восточно-Баканасского рифтов; 14-19 – границы полей составов вулканитов тех же структур: 14 – Котырасан-Кусак-Тастыйский вулканический пояс, 15 – Балхаш-Илийский вулканический пояс; 16 – Успенский рифт; 17 – Жантауский рифт; 18 – Илийский рифт; 19 – Восточно-Баканасский рифт; 20-24 – границы полей составов: 20 – природных магм; 21 – разновидностей с различным содержанием SiO_2 ; 22 – фельдшпатоидных и бесфельдшпатоидных пород; 23 – бесфельдшпатоидных щелочных пород, содержащих пироксены и амфиболы; 24 – нормальнощелочных и умереннощелочных пород.

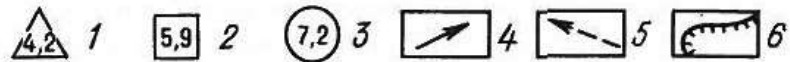
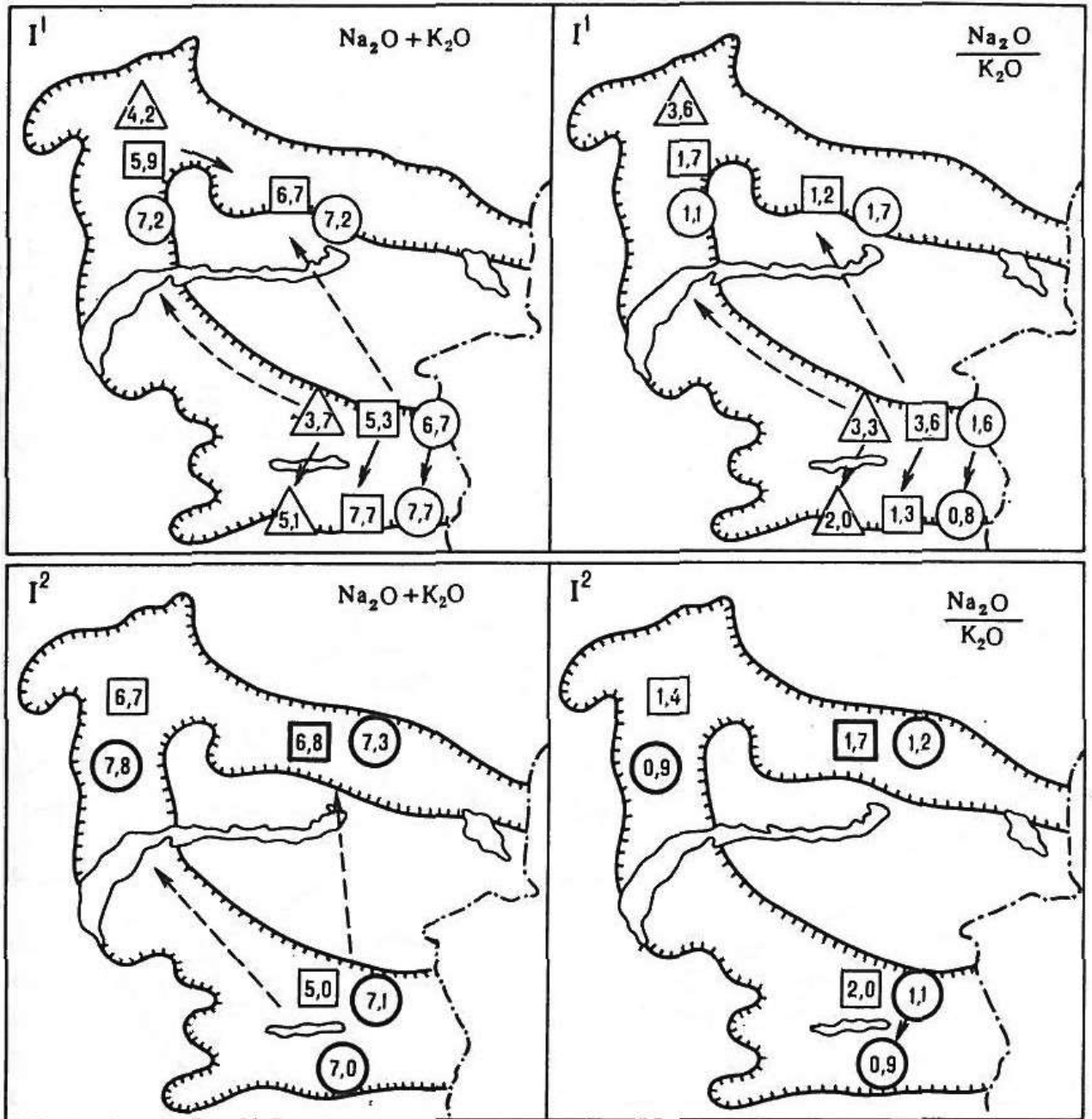


Рис. 6-39. Пространственные вариации петрохимических показателей каменноугольных и раннепермских вулканитов Балхаш-Илийского вулканического пояса [Бахтеев, 1987]. Стадии: I¹ – ранняя, I² – поздняя.

1-3 – средние значения петрохимических показателей (суммы K_2O+Na_2O и отношения Na_2O/K_2O) в группах пород с различной кремнекислотностью: 1 – основного состава, 2 – среднего состава, 3 – кремнекислого состава (жирным контуром обведены знаки, соответствующие породам, преобладающим в составе формации); 4 – направление изменения петрохимических показателей в пределах сегментов вулканического пояса; 5 – направление изменения петрохимических показателей в масштабе всей геоструктуры; 6 – границы вулканической провинции.

Предшествовавший заложению этой дуги позднефранский вулканизм рассматривается в связи с рифтогенным событием, возможно, плюмовой природы [Веймарн, Милановский, 1993; Веймарн и др., 2000]. В визейском веке островная дуга была аккрегирована к континенту, и начал формироваться пояс андийского типа, сохранявший активность в течение среднего и позднего карбона. Относительно фамен-ранневизейской вулканической дуги область активных извержений сместилась в сторону континента. После коллизии двух или более континентальных блоков, имевшей место на границе карбона и перми, Джунгаро-Балхашский океанический бассейн прекратил свое существование. Однако в пределах Балхаш-Илийского пояса постколлизийный вулканизм, геохимически подобный субдукционному, продолжался еще 20-30 млн лет. Высказано предположение о связи интенсивного постколлизийного вулканизма данной провинции с деляминацией литосферного слэба [Тевелев, 2003].

Общая продолжительность формирования Балхаш-Илийского вулканического пояса превышает условный предел в 50 млн лет, установленный для LIP и SLIP [Bryan, Ernst, 2008]. Однако, как показано выше, вулканические комплексы данной провинции включают образования различных тектонических обстановок, разделенные эпохами коллизии и тектонической перестройки. По крайней мере две из трех структурных составляющих Балхаш-Илийского пояса (окраинно-континентальная и внутриконтинентальная) по объему вулканитов и продолжительности формирования вполне соответствуют принятому определению LIP. Сходным образом решается вопрос о продолжительности формирования провинции Кеннеди в северо-восточной Австралии (см. раздел 6.1.2).

6.1.8. Пояс Большого Хингана

[Fan et al., 2003; Wang et al., 2006, 2015; Zhang et al., 2008, 2010]

Провинция Большого Хингана (*Great Xing'an, Da Hinggan*) представляет собой наиболее крупный ареал юрско-мелового вулканизма, проявившегося на территории Северного Китая на весьма значительной площади, порядка 1200 x 1600 км. Вулканические поля Большого Хингана образуют пояс северо-восточного простирания длиной около 1500 км при ширине 200-300 км. Примерно такое же простирание имеют сутурная зона, образовавшаяся после закрытия Монголо-Охотского океана (рис. 6-40), а также позднемезозойская конвергентная граница азиатских и тихоокеанских плит, располагавшаяся в 1000 км к востоку от рассматриваемой вулканической провинции.

Возраст вулканитов Большого Хингана, установленный с использованием методов U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологии, варьирует в интервале от 162 млн лет (начало поздней юры) до 111 млн лет (начало альбского века). Большая часть датировок приходится на интервал 126-114 млн лет (баррем-апт). Некоторые гранитоиды и единичные пробы вулканических пород из этого же тектонического блока показывают более древний возраст, от 182 до 163 млн лет (ранняя и

средняя юра). На гистограмме распределения возрастов гранитоидов Южной Монголии и Большого Хингана (рис. 6-41а) ранне-среднеюрским образованиям соответствует отдельный статистический максимум, поэтому весьма вероятно, что они являются продуктом самостоятельного магматического события, непосредственно предшествовавшего заложению вулканического пояса Большого Хингана. Продолжительность магматической паузы между становлением ранне-среднеюрских гранитоидов и началом вулканической активности Большого Хингана составляет не более 10 млн лет (рис. 6-41). Среди позднеюрско-раннемеловых вулканитов доступные прецизионные геохронологические данные позволяют выделить продукты как минимум трех вспышек вулканической активности с возрастом 162-160, 150-135 и 126-111 млн лет, разделенных магматическими паузами (рис. 6-42).

Вулканиты Большого Хингана перекрывают структуры герцинид Южно-Монгольской складчатой системы, входящей в состав восточной ветви Урало-Монгольского подвижного пояса. В публикациях зарубежных авторов комплексы фундамента этой вулканической провинции отнесены к "Хингано-Монгольскому орогенному поясу" [Zhang et al., 2008, 2010].

На северо-западе вулканиты Большого Хингана налегают на докембрийский Керулен-Аргунский массив, неоднократно активизировавшийся в палеозое (в том числе с формированием крупных гранитоидных плутонов). Южнее фундамент позднеюрско-раннемеловых вулканитов сложен слабометаморфизованными осадочными (карбонатными и терригенными) и вулканогенно-осадочными комплексами палеозоя. Наиболее молодые образования фундамента – среднеюрские терригенно-обломочные толщи (местами угленосные), со значительной примесью вулканомиктового материала и отдельными горизонтами вулканитов. Породы фундамента обильно интродуцированы каледонскими, герцинскими и мезозойскими (триасовыми и юрскими) гранитоидами.

В доступной литературе на русском и английском языке сведения о характере деформаций вулканитов Большого Хингана недостаточно подробны и представительны. Отмечено, что накопление вулканогенных толщ происходило в обстановке растяжения, одновременно с заложением поясов базитовых даек, крупных грабенообразных структур (преимущественно северо-восточного простирания) и комплексов метаморфических ядер [Wang et al., 2006]. Вместе с тем, ресурсы электронной информации некоторых ВУЗов Китая содержат упоминания об интенсивных складчато-надвиговых деформациях юрских толщ в данном регионе [Zhang et al., 2016]. Эти деформации затрагивают по меньшей мере часть нижнего стратона провинции Большого Хингана, так называемой "формации Tamulangou" (рис. 6-43). Высказано предположение, что смятие толщ происходило в начале мелового периода, в интервале 145-133 млн лет. Большая же часть мелового вулканогенного разреза не

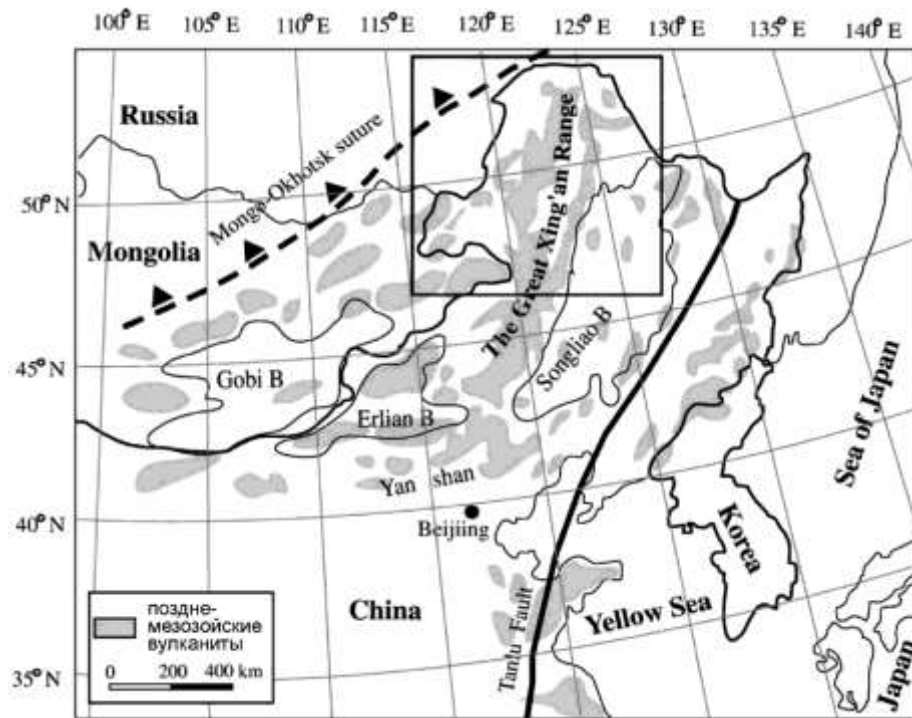


Рис. 6-40. Обзорная карта восточной Монголии и северо-восточного Китая [Wang et al., 2006] с контурами ареалов позднемезозойского вулканизма (серая заливка) и крупных кайнозойских впадин (Gobi, Erlian, Songliao). Показано положение провинции Большого Хингана (Great Xing'an) и сутурной зоны, сформированной при закрытии Монголо-Охотского океана.

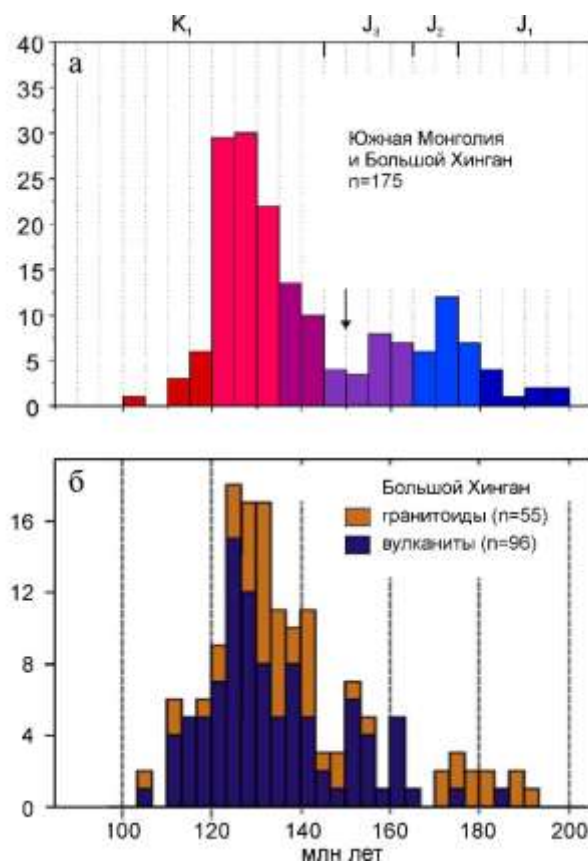


Рис. 6-41. Гистограммы изотопного возраста магматических пород провинции Большого Хингана: а – U-Pb возраст цирконов из гранитоидов (включая данные по Южной Монголии) [Wang et al., 2015], б – компиляция данных, полученных разными методами [Zhang et al., 2010].

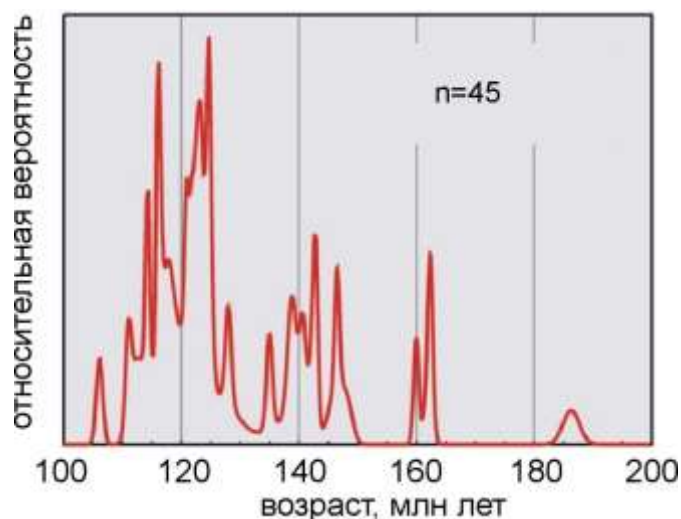


Рис. 6-42. Кривая относительной вероятности изотопного возраста вулканических пород провинции Большого Хингана [Zhang et al., 2008]

несет следов компрессии и затронута лишь деформациями, связанными с региональным растяжением. Несмотря на отсутствие опубликованной информации о проявлениях кальдерной тектоники в геологических комплексах Большого Хингана, дешифрирование космических снимков (рис. 6-44) позволяет выявить множество дуговых разрывных нарушений, которые на сопредельных территориях встречаются гораздо реже. Весьма вероятно, что большая часть этих дуговых разрывов так или иначе связана с компенсационными вулканотектоническими структурами.

Обобщенные разрезы юрско-раннемеловых вулканитов северной и южной частей провинции Большого Хингана показаны на рис. 6-43, схемы пространственного распространения стратонив — на рис. 6-45, гистограммы распределения изотопных возрастов пород — на рис. 6-41 и 6-42.

Перекрытие возрастных интервалов формирования стратонив объясняется погрешностью датировок, а также тем, что корреляция вулканогенных толщ производилась преимущественно по литологическим признакам, и реальные стратиграфические схемы данной провинции, по всей видимости, сложнее представленных на рис. 6-43. Методологические проблемы изучения стратиграфии континентальных вулканогенных толщ подробно рассмотрены в разделе 3.1. На севере провинции разрез позднеюрско-раннемеловых вулканитов начинается с толщи трахибазальтов — трахиандезитов (формация Tamulangou), на юге — с толщи субщелочных кремнекислых пород (туфов, игнимбритов, лав) с подчиненными по объему горизонтами базитов (формация Manketouebo). Главной причиной этого различия является, по-видимому, латеральная изменчивость разрезов, свойственная большинству подобных провинций, включая ОЧВП (см. раздел 3.1). В целом, в разрезе провинции Большого Хингана средние и основные вулканиты слагают наиболее древние (нижняя часть формации

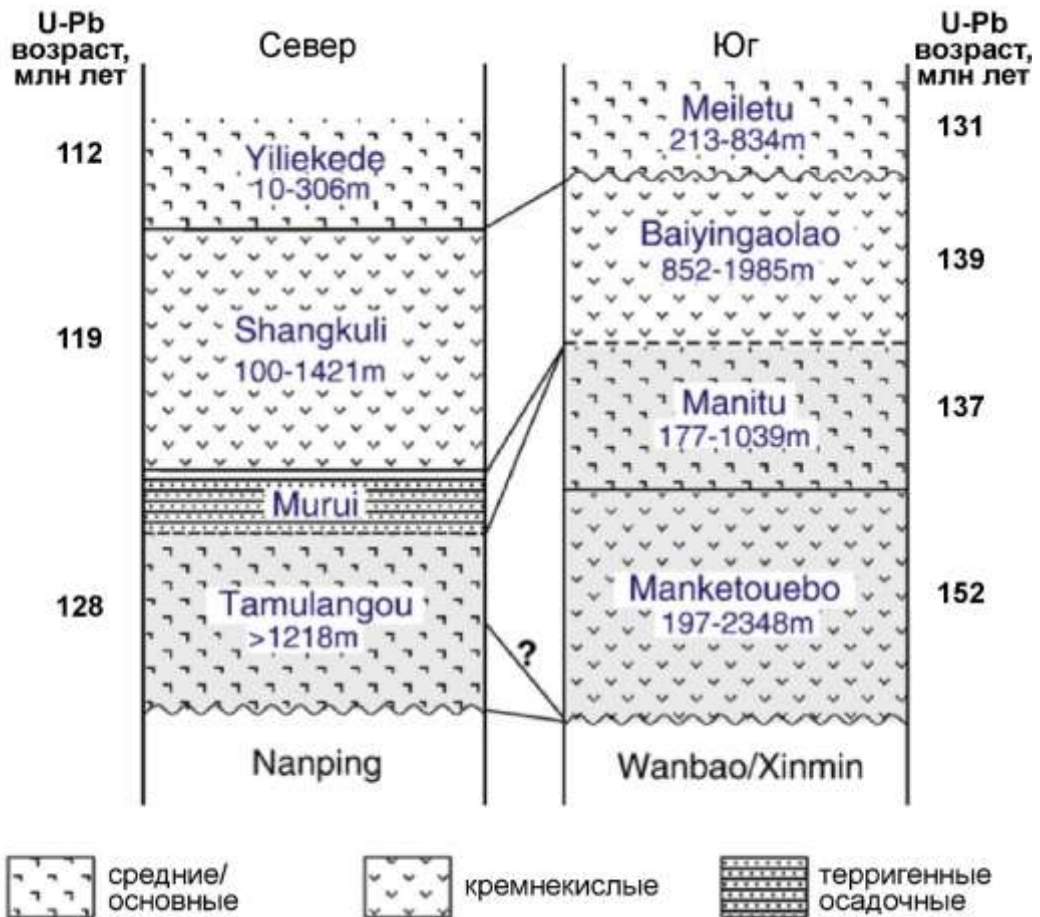


Рис. 6-43. Обобщенные стратиграфические колонки для северной и южной частей провинции Большого Хингана [Zhang et al., 2010].

Синим шрифтом показаны названия главных стратонов и их мощности. Возраст – данные U-Pb датирования опорных разрезов. Предполагаемая причина расхождения между изотопным возрастом и стратиграфической позицией некоторых горизонтов – корреляция толщ по литолого-петрографическим признакам [Zhang et al., 2010].

Tamulangou) и наиболее молодые стратоны (формации Yiliekede и Meiletu). В меньшем объеме базиты присутствуют внутри разреза существенно кремнекислых стратиграфических подразделений. Судя по мощности и относительной площади распространения различных по составу стратонов (рис. 6-43, 6-45), на кислые породы приходится от 70 до 80% общего объема вулканитов провинции. Мощность отдельных стратонов меняется в широких пределах, нередко превышая 1 км (рис. 6-43). Сумма максимальных мощностей стратонов превышает 3 км для севера и 6 км для юга Большого Хингана. С учетом изменчивости мощности стратиграфических подразделений, реальная общая мощность позднеюрско-раннемеловых вулканитов должна быть несколько меньше указанных величин.

Среди основных вулканитов преобладают редкопорфировые разновидности. Описаны и афировые породы, нетипичные для областей континентального вулканизма. Вкрапленники представлены пироксеном, реже – оливином и плагиоклазом. Фенокристы кремнекислых вулканитов – санидин, плагиоклаз, амфибол, биотит и кварц. На TAS-диаграмме (рис. 6-46)



Рис. 6-44. Космический фотоснимок фрагмента северной части хребта Большой Хинган (ресурс GoogleEarth) с частично оттаившими дуговыми разрывными нарушениями.

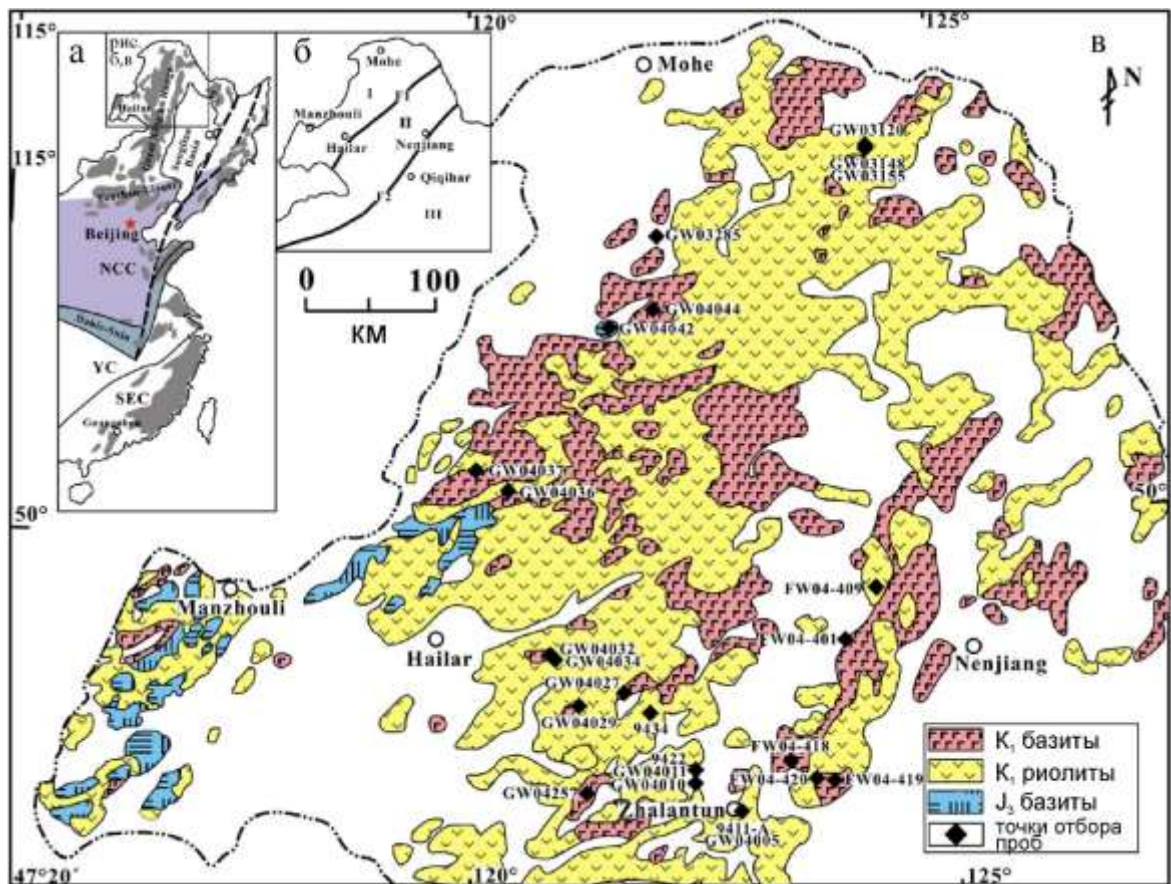


Рис. 6-45 [Zhang et al., 2008]. а – схема тектонического районирования восточного Китая (NCC – Северо-Китайский кратон, YC – кратон Янцзы, SEC – тектонический блок Юго-Восточного Китая); б – главные структурные зоны северо-восточного Китая (I – Аргунский блок, II – блок Хинган, III – блок Сунь-Нен); в – схема распространения мезозойских вулканических пород в северной части провинции Большой Хингана.

точки пород Большого Хингана преимущественно группируются в полях умереннощелочных пород, от трахибазальтов до трахириолитов. Сравнительно высокая щелочность магм является региональной особенностью и, в частности, проявилась в широком распространении гранитоидов А-типа, одновозрастных с вулканогенными толщами. С севера на юг провинции возрастает доля нормальнощелочных пород, в соответствии с изменением возраста фундамента (докембрийский на севере и палеозойско-мезозойский на юге). Содержания MgO в базальтах не превышают 5%, что указывает на значительную степень кристаллизационного фракционирования магм. Вулканитам провинции Большого Хингана свойственны минимумы содержаний Nb и Ta и обогащение крупноионными элементами относительно высокозарядных и редкоземельных (рис. 6-47). В целом, геохимические особенности пород вполне соответствуют таковым вулканитов субдукционных обстановок, хотя повышенные содержания несовместимых элементов обусловили сходство и с породами внутриплитных обстановок.

Риолиты отличаются от прочих вулканитов сравнительно слабо выраженными Nb-Ta аномалиями (рис. 6-47e) и, напротив, контрастными минимумами содержаний Ba, Sr, Ti и P. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0.7050 до 0.7064, а значения ϵNd – от -0.8 до +1.3. Корреляция между изотопными отношениями и кремнекислотностью пород сравнительно слабая. Следы какой-либо геохимической зональности, поперечной к простиранию вулканического пояса, в данной провинции не выявлены.

Оценки объема вулканических пород провинции Большого Хингана весьма приблизительны из-за отсутствия надежных сведений об их общей мощности. Площадь выхода вулканогенных комплексов оценивается в 100 тыс. км², а сумма максимальных мощностей главных стратонов превосходит 3 км. Для вулканических толщ хребта Яньшань (Yanshan на рис. 6-40), сформированных одновременно с вулканитами Большого Хингана и, предположительно, связанных с тем же тектоно-магматическим событием, суммарная мощность стратонов оценивается в 4 км [Xie, 2000]. Консервативной оценкой средней мощности вулканитов, учитывающей относительные превышения современного рельефа, является оценка в 1 км – следовательно, объем изверженных пород провинции Большого Хингана, сохранившихся к настоящему времени, составляет не менее 100 тыс. км³.

При обсуждении вопроса о происхождении кремнекислых магм рассматриваемой области, как и для других подобных провинций, рассматриваются две конкурирующие гипотезы: плавления коровых источников и фракционирования мантийных магм. В данном случае предпочтение отдается длительному фракционированию магм [Fan et al., 2003]. Тем не менее, факты, приведенные в качестве доказательств этой точки зрения – слабые различия элементных и изотопных отношений в магмах различной кремнекислотности – имеют и альтернативное объяснение ([Cleverly et al., 1984; Lightfoot et al., 1987]; также см. раздел 5.2.4).

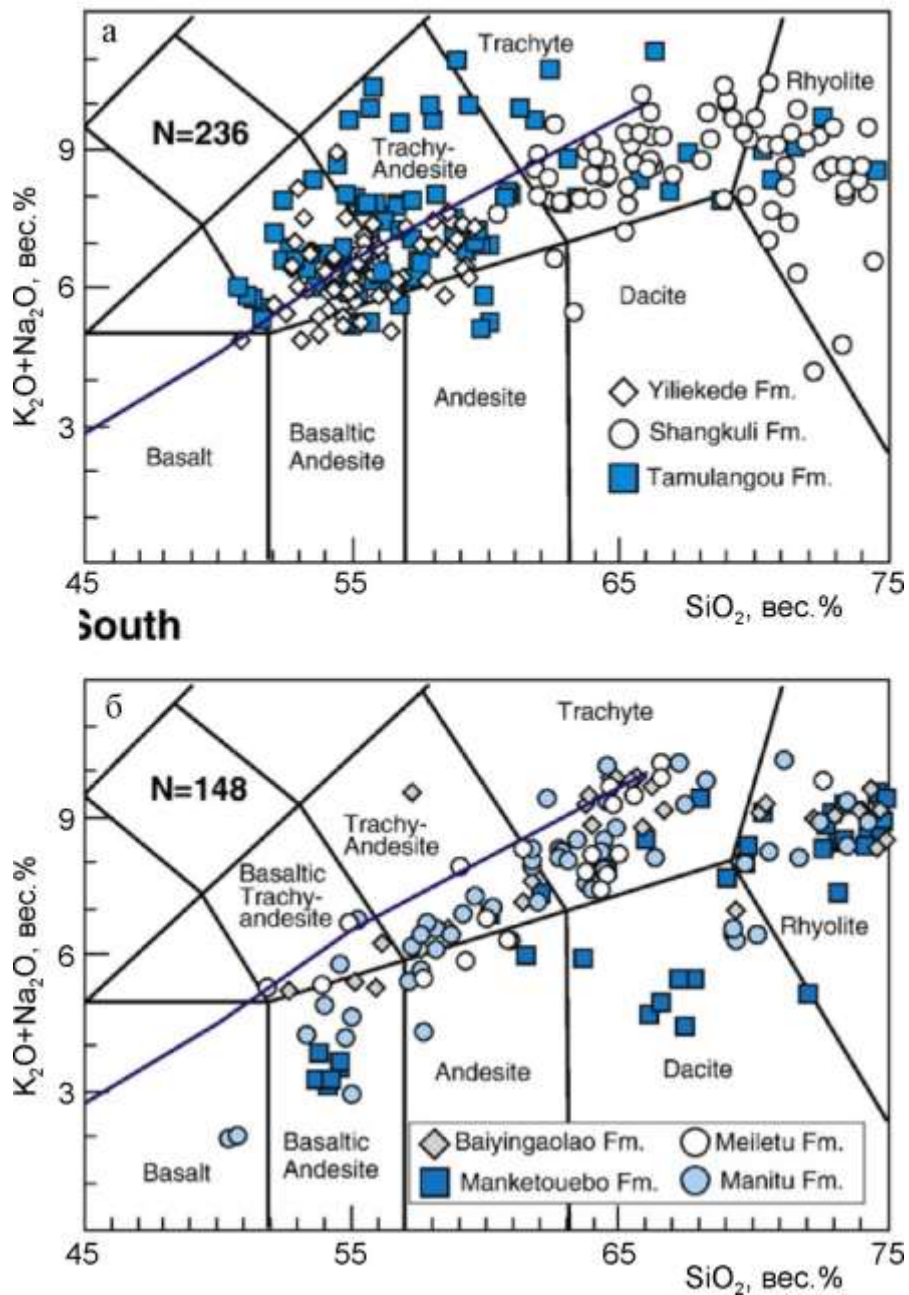


Рис. 6-46. TAS-диаграмма для пород провинции Большого Хингана: а – северный сегмент, б – южный сегмент [Zhang et al., 2010]. Поля составов по [Le Maitre, 1989]. Названия стратиграфических подразделений – см. рис. 6-43.

Мнения специалистов о геодинамической природе вулканитов Большого Хингана различны. При рассмотрении данного вопроса необходимо учитывать внушительные размеры области, затронутой позднемезозойским магматизмом (как отмечено выше, Большой Хинган – лишь один из ареалов этого магматизма), а также установленный факт миграции вулканической активности к востоку, в сторону Тихого океана (рис. 6-40, 6-48). Для объяснения данного тектоно-магматического события привлекались следующие генетические модели:

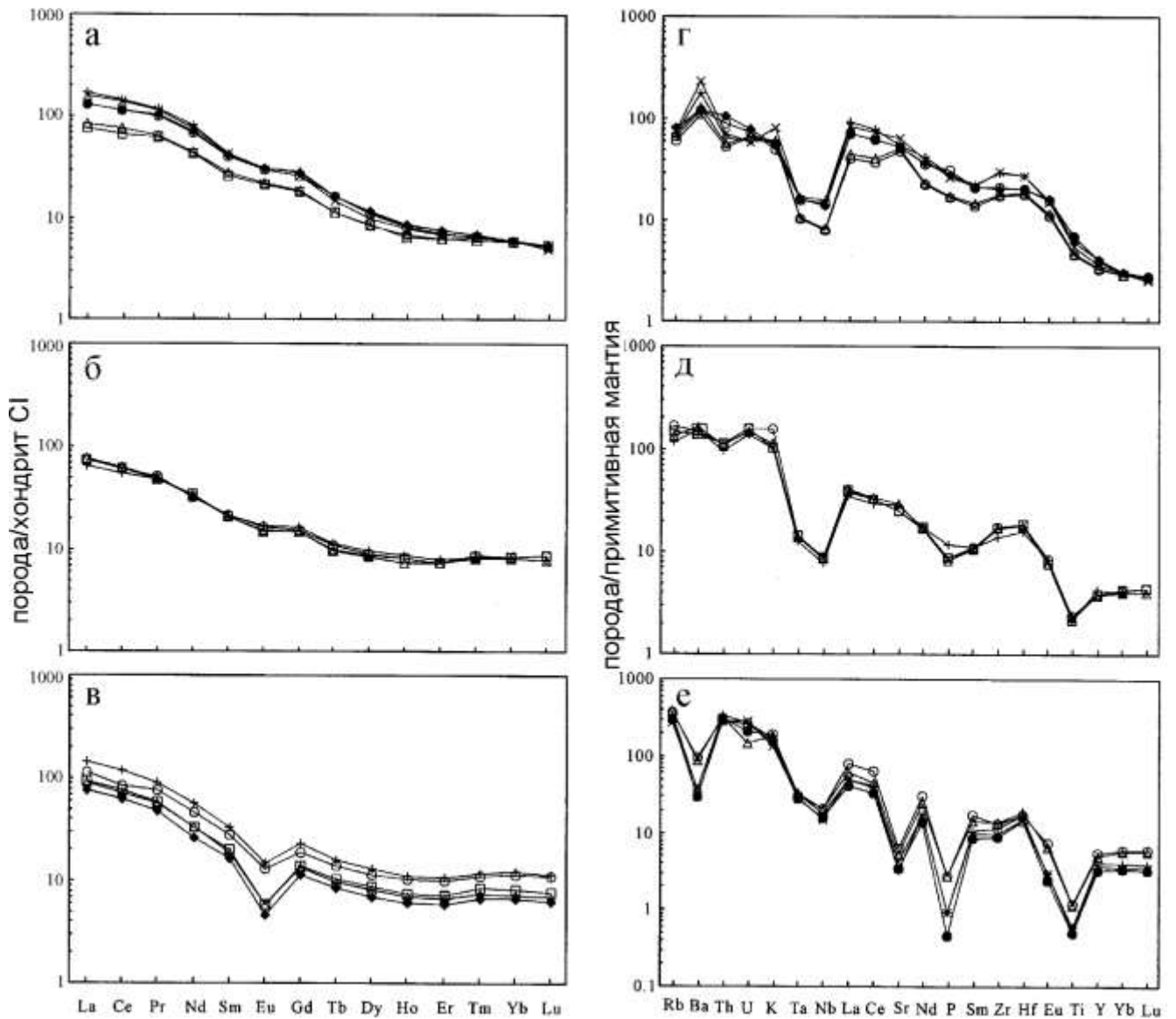


Рис. 6-47. РЗЭ-диаграммы (а-в) и мультиэлементные диаграммы (г-е) для вулканитов из северной части провинции Большого Хингана [Fan et al., 2003]. а, б, г, д – породы среднего и основного состава, в, е – кремнекислые породы. Составы нормированы по хондриту CI [Taylor, McLennan, 1985] и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

1) плюмовая модель [Shao et al., 1994; Deng et al., 1996] в настоящее время не пользуется популярностью, поскольку не объясняет ни линейной формы магматических ареалов, ни значительной продолжительности вулканизма, ни "квасисубдукционной" геохимии вулканитов;

2) модель, предполагающая связь вулканизма Большого Хингана с субдукцией литосферы закрывающегося Монголо-Охотского океана и последующим коллапсом коллизионного орогена [Guo et al., 2001; Fan et al., 2003; Meng, 2003; Li et al., 2015]. Данный сценарий противоречит представлениям о погружения слэба Монголо-Охотского океана под Сибирский континент [Van der Voo et al., 1999], однако высказывались и предположения об обратном наклоне зоны Бенъофа – под Северо-Китайский блок [Li et al., 2015]. В рамках этой концепции сложно объяснить масштабы проявления позднемезозойского вулканизма на территории

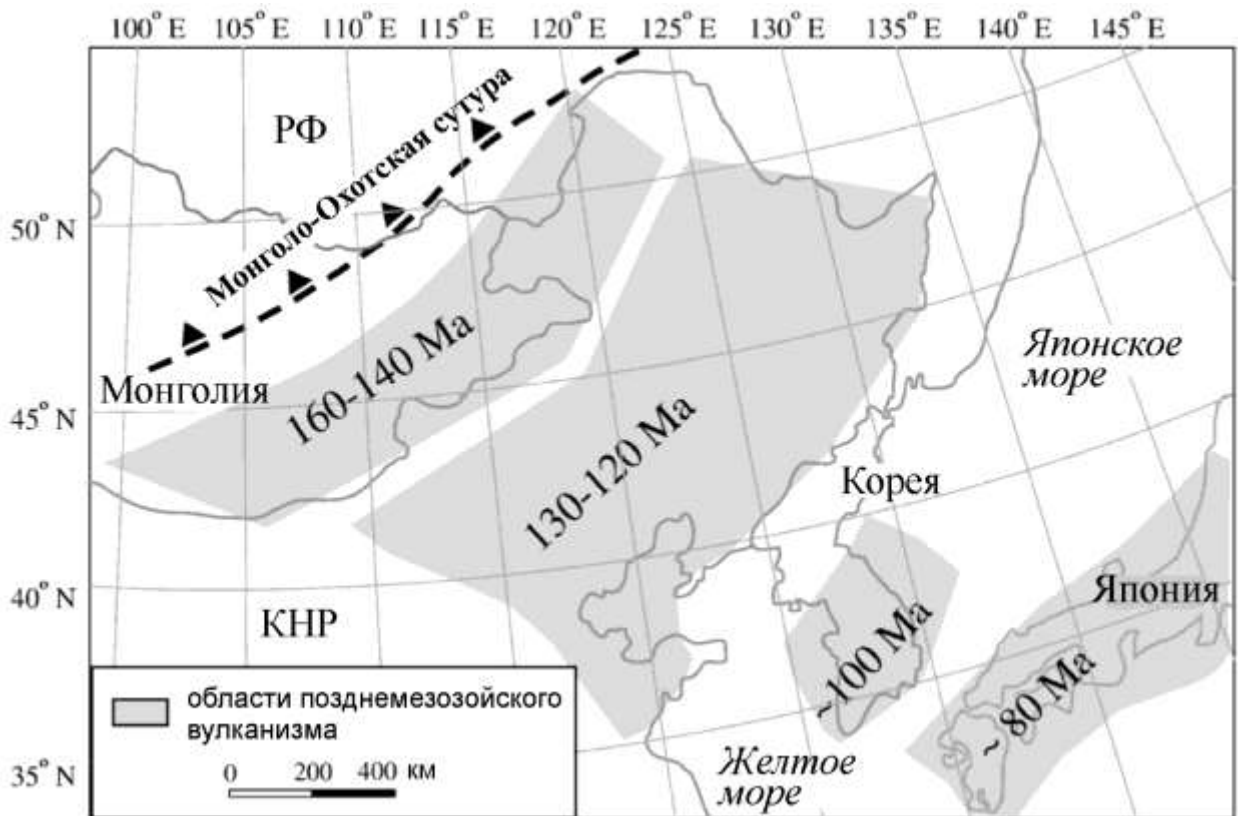


Рис. 6-48. Схема, иллюстрирующая миграцию позднемезозойского вулканизма северо-восточного Китая [Wang et al., 2006]. Цифры в полях с серой заливкой – возраст вулканизма в млн лет (Ma).

Северо-Восточного Китая и миграцию этого вулканизма к Тихому океану. Тем не менее, пока нет веских аргументов против гипотезы о постколлизии природы вулканизма Большого Хингана. Более того, некоторые исследователи допускают, что по меньшей мере часть формации Tamulangou является продуктом субдукционной системы окраины Монголо-Охотского океана [Zhang et al., 2008]. Эти представления согласуются с данными о времени коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов [от 170 до 160 млн лет назад – Zorin, 1999; Tomurtogoo et al., 2005] и с новыми сведениями о складчато-надвиговых деформациях формации Tamulangou [Zhang et al., 2016].

3) модель, связывающая позднемезозойский вулканизм Северо-Восточного Китая с динамикой субдукционной системы Западной Пацифики и деламинацией субконтинентальной литосферы [Sengör, Natal'in, 1996; Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008]. Эта модель более популярна по сравнению с двумя предыдущими, поскольку дает приемлемое объяснение целому ряду фактов – широкому пространственному разбросу проявлений магматизма, миграции вулканической активности, обстановке общего растяжения и многим другим, включая присутствие алмазоносных кимберлитов в регионе со сравнительно тонкой литосферой (рис. 6-49).

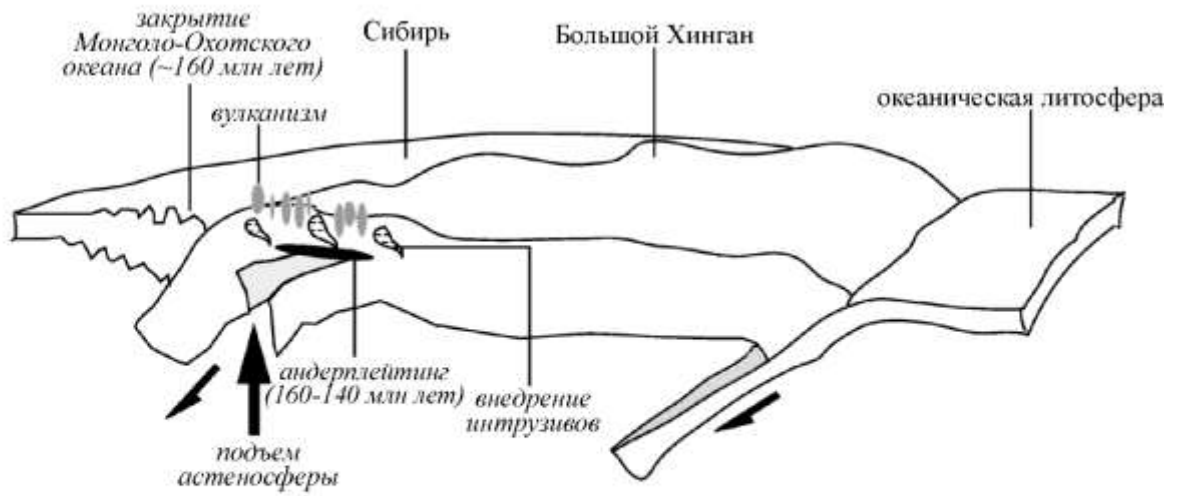
6.1.9. Юго-Восточно-Китайский пояс

[Lapierre et al., 1997; Chen et al., 2008; Jiang et al., 2009; Wang, Shu, 2012; Zhou et al., 2006, 2015]

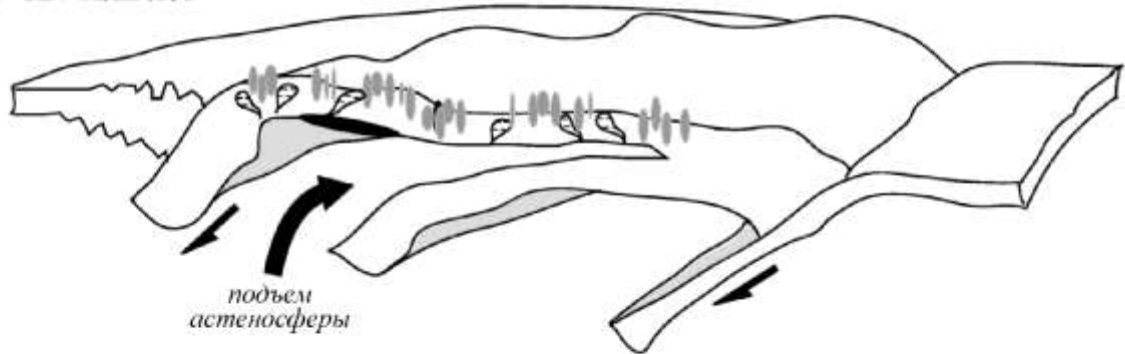
Вулканический пояс Юго-Восточного Китая расположен на территории Катазийской (Южно-Китайской) тектонической провинции, обрамляющей с юго-востока кратон Янцзы. В англоязычной литературе он часто именуется "Магматическим поясом юго-восточного побережья" (*Southeast Coast Magmatic Belt*). Позднеюрско-меловые вулканиты распространены в полосе побережья Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей, длина которой превышает 1300 км (рис. 6-50). Одновозрастные с вулканитами гранитоиды прослеживаются еще дальше на юго-запад, как минимум до острова Хайнань. Это предполагает присутствие магматических комплексов данной геоструктуры на шельфе Южно-Китайского моря и общую протяженность вулканоплутонического пояса свыше 1800 км. Ширина сплошного ареала вулканогенных образований достигает 250 км, но отдельные вулканические поля и одновозрастные им гранитоидные плутоны распространяются еще как минимум на 200 км вглубь континента. К югу область распространения вулканитов сужается при увеличении площади выхода меловых гранитоидов, вероятно, вследствие возрастания глубины эрозионного среза.

Эпизоды магматической активности, сопровождавшиеся внедрением или излиянием значительных объемов кремнекислых магм, так или иначе затрагивали Катазийский блок в течение практически всего мезозоя. На гистограммах распределения изотопных возрастов плутонических и вулканических пород (рис. 6-51) отчетливо выделяются три статистических максимума – средне/позднетриасовый (235-205 млн лет), среднеюрско-раннемеловой (185-120 млн лет) и апт-позднемеловой (115-80 млн лет). Между первым и вторым эпизодами, в период от 205 до 185 млн лет, магматическая активность практически прекратилась. Перерыв между вторым и третьим эпизодами выражен не столь явно; вероятно, его продолжительность не превышала 5 млн лет. Поэтому второй и третий эпизоды нередко рассматриваются в качестве фаз единого магматического события, именуемого яншаньским (*Yanshanian*). Возраст вулканогенных образований (без плутонических) распределен несколько по-иному. Более 95% их датировок соответствует интервалу 150-80 млн лет (титон-кампан), отдельные пробы показывают возраст до 73 млн лет. Внутри этого интервала выделяются два максимума вулканической активности: 135-110 млн лет (валанжин-альб) и 100-73 млн лет (сеноман-кампан), разделенные перерывом. Отмечена тенденция к убыванию возраста плутонических и вулканических комплексов в сторону океана. В таблице 6-1 временной интервал формирования Юго-Восточно-Китайского пояса указан в соответствии с возрастом наиболее мощных вулканогенных толщ (150-80 млн лет).

160-140 млн лет



130-120 млн лет



100-80 млн лет

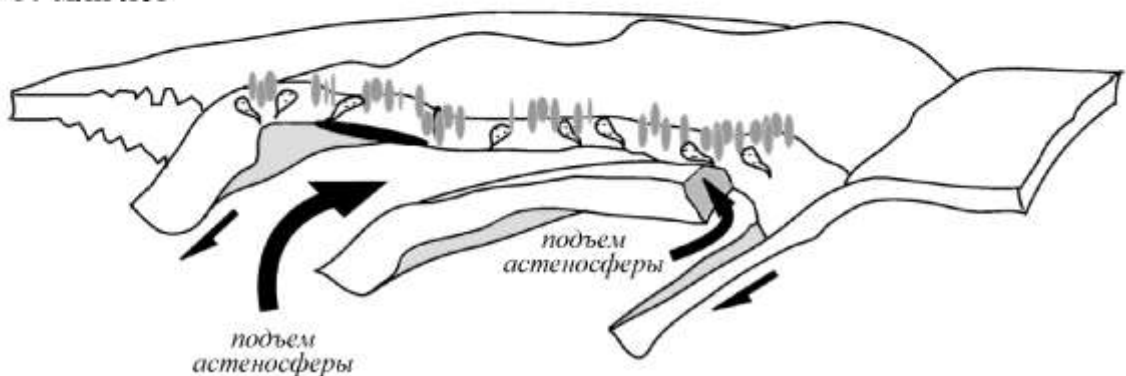


Рис. 6-49. Иллюстрация одной из моделей, объясняющих пространственно-временную миграцию позднемезозойского магматизма на территории северо-восточного Китая [Wang et al., 2006]. 160-140 млн лет: закрытие Монголо-Охотского океана, начало деляминации нижней литосферы; 130-120 млн лет и 100-80 млн лет: распространение области деляминации и индуцированного деляминацией магматизма на восток, вплоть до полного отрыва литосферных корней.

Катазийский блок включает следующие геологические комплексы, разделенные поверхностями размыва и регионального углового несогласия [Wang, Shu, 2012]:

- (1) гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и мигматит-плутоны раннего и среднего протерозоя;
- (2) терригенно-обломочные, с подчиненными по объему вулканитами толщи позднего протерозоя – ордовика, интродуцированные силурийскими гранитоидами;
- (3) континентальные и мелководные морские карбонатные и терригенные осадочные образования позднего девона – среднего триаса, включающие редкие горизонты базальтов. Эти толщи смяты в складки и интродуцированы триасовыми гранитоидами, преимущественно S-типа;
- (4) терригенно-обломочные толщи позднего триаса и ранней юры, местами угленосные. Значительную их долю составляют грубообломочные породы – конгломераты и гравелиты;
- (5) локально распространенные средне-верхнеюрские терригенно-обломочные и вулканогенные толщи. Последние имеют мощность до 1200 м и характеризуются бимодальным составом (риолиты и базальты толеитовой и субщелочной серий) и накапливались, согласно предположениям, в континентальной рифтогенной обстановке. Осадочные породы и вулканиты интродуцированы крупными многочисленными гранитоидными массивами юры, преимущественно высококальциевой известково-щелочной серии. Суммарная площадь выхода юрских гранитоидов Катазийского блока в настоящее время превышает 60 тыс. км². Площадь выхода юрских вулканитов при этом существенно меньше, около 1000 км².

Считается, что накопление позднеюрско-меловых вулканогенных толщ Юго-Восточно-Китайского пояса происходило в обстановке растяжения. В качестве доказательств приводятся следующие факты:

- (1) присутствие комплексов метаморфических ядер в непосредственной близости от вулканических ареалов (рис. 6-52). Изотопный возраст гнейсовидных гранитоидов данных комплексов составляет от 130 до 100 млн лет [Chen et al, 2008], то есть комплексы метаморфических ядер формировались практически синхронно с вулканическими извержениями;
- (2) высокая скорость остывания некоторых гранитоидных плутонов [до 200°C за 1 млн лет – Li et al., 2000], что может указывать на быстрое воздымание территории, возможно, связанное с общим растяжением. Впрочем, нельзя исключить, что быстрое остывание является лишь следствием малой глубины становления массивов;
- (3) широкое распространение даек (как основного, так и кремнекислого состава), преимущественно группирующихся в пояса северо-восточного простирания;

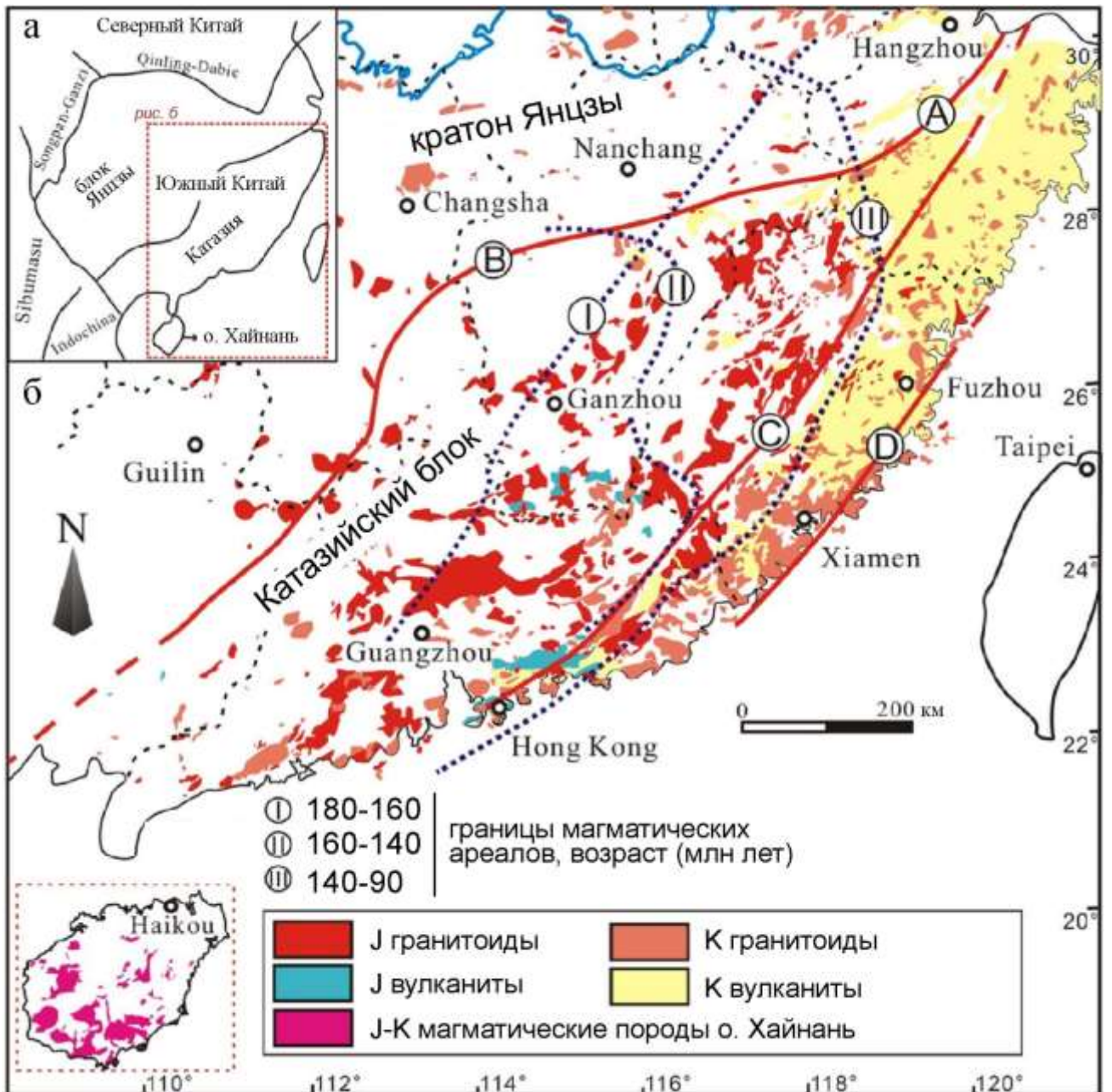


Рис. 6-50. а – границы главных структурных зон Юго-Восточного Китая, б – расположение юрско-меловых магматических ареалов [Zhou et al., 2015].

(4) толщина литосферы под современным Юго-Восточно-Китайским поясом сравнительно невелика, около 80 км [Zhou et al., 2006], что существенно меньше, чем под соседними внутриконтинентальными областями (около 200 км).

Помимо признаков обстановки растяжения, упоминаются деформации меловых вулканогенных толщ и гранитоидов, связываемые либо с левосдвиговыми смещениями вдоль разрывов северо-восточного простирания [Lapierre et al., 1997], либо с аккрецией Западно-Филиппинского блока [Zhou et al., 2006]. Задокументированы смещения по разрывам, синхронные с накоплением вулканитов [Lapierre et al., 1997], однако при этом не указывается, связаны ли эти смещения с внешним тектоническим воздействием или с компенсационным

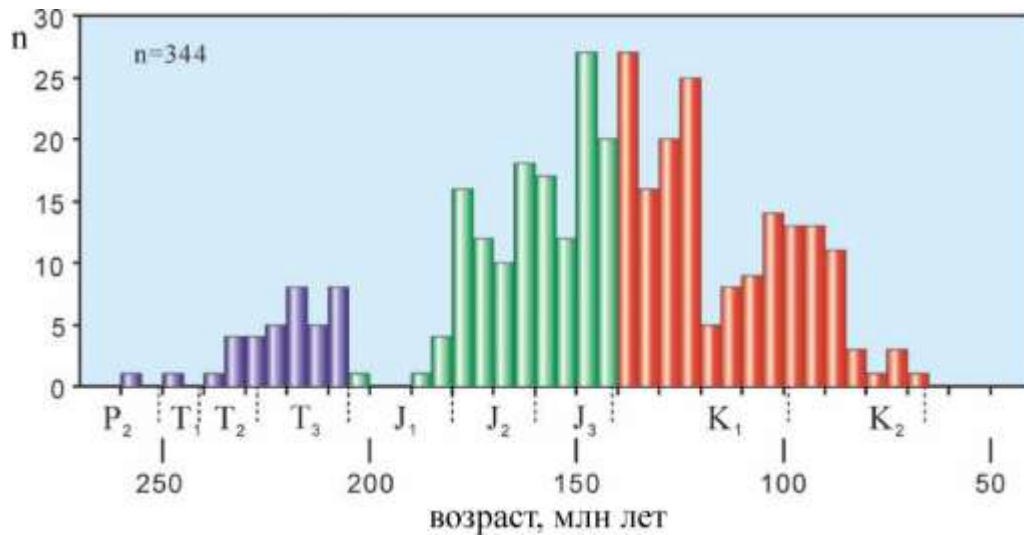


Рис. 6-51. Гистограммы изотопного возраста магматических пород Южного Китая [Zhou et al., 2006]. Цветом показаны три главные эпохи тектонической и магматической активности: индосинийской (триас), ранней яньшаньской (юра) и поздней яньшаньской (мел).

погружением. В позднемеловых вулканитах явные следы деформаций отсутствуют. Наряду с данными о составе и изотопном возрасте пород, это дает основания для вывода о двухэтапном формировании вулканогенной толщи Юго-Восточно-Китайского пояса. Значительная часть раннемеловых вулканитов приурочена к крупным просадкам кальдерного типа (рис. 6-52). Позднемеловые вулканиты выполняют грабенообразные структуры, преимущественно в тыловой части вулканического пояса.

Схема стратиграфической корреляции юрско-меловых вулканитов центральной части Юго-Восточно-Китайского пояса представлена на рис. 6-53, примеры колонок для частных разрезов – на рис. 6-54. В основании разреза нередко прослой базальных конгломератов, которые перекрываются вулканитами без видимого несогласия. В составе вулканогенных толщ верхней юры и нижнего мела преобладают кремнекислые игнимбриты и туфы с подчиненными по объему горизонтами красноцветных обломочных пород, базальтов и андезитов. Нередки лавы и экструзивные тела риолитов. На долю средних и основных пород в среднем приходится не более 10% общего объема вулканитов. Верхнемеловые вулканиты представлены контрастной базальт-риолитовой серией, в которой объемы кислых и основных вулканитов сопоставимы. В основании верхнемелового разреза присутствует горизонт вулканомиктовых конгломератов и песчаников, несогласно перекрывающих вулканиты нижнего мела.

Вулканогенные толщи Юго-Восточно-Китайского пояса интродуцированы многочисленными телами гранитоидов малых и средних глубин (согласно данным минеральной термобарометрии, глубина становления некоторых плутонов достигает 5-7 км – [Chen et al., 2008]). Немалая часть плутонов по минералогическим и геохимическим признакам соответствует А-типу гранитов [Pitcher, 1997]. Реже встречаются интрузивы среднего и основного состава. Широко

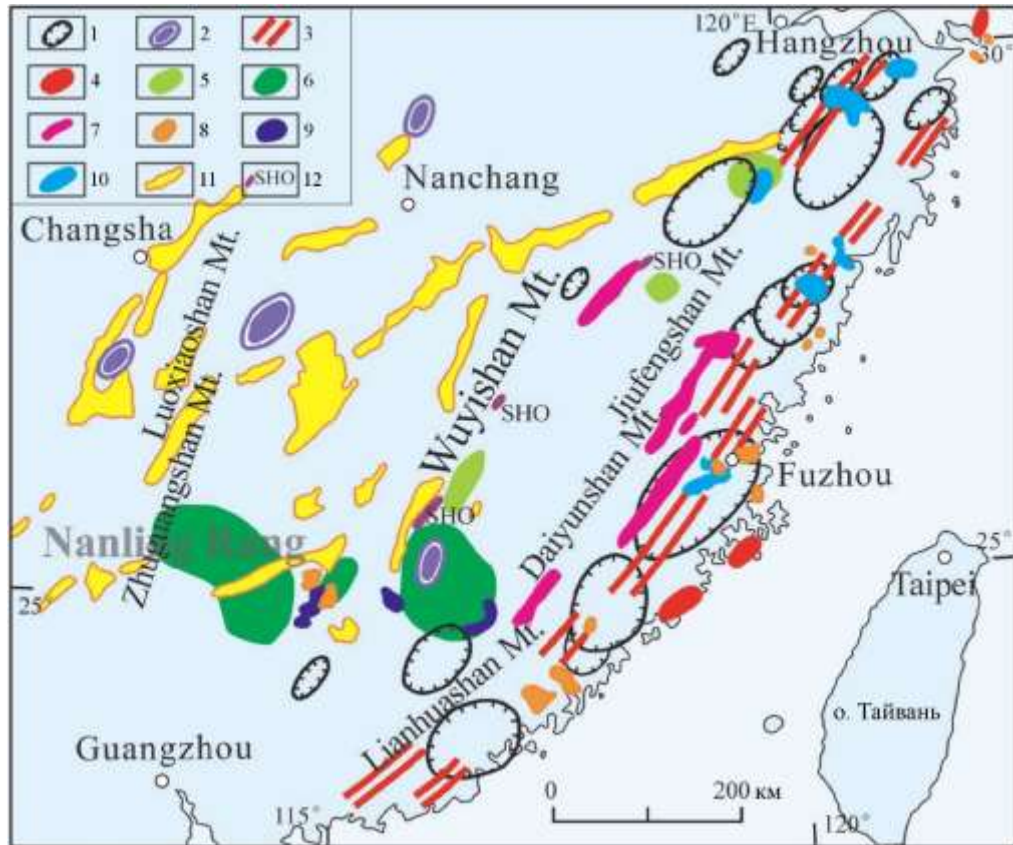


Рис. 6-52. Схема, показывающая пространственное распределение на территории юго-восточного Китая геологических комплексов, связываемых с обстановкой растяжения [Zhou et al., 2006].

1 – крупные компенсационные структуры, ограниченные дуговыми разрывами и выполненные вулканитами (преимущественно K_1); 2 – комплексы метаморфических ядер; 3 – серии даек кремнекислого состава (K_1); 4 – серии даек основного состава (K_1); 5 – области широкого распространения кремнекислых даек J_3 - K_1 ; 6 – области широкого распространения базитовых даек J_3 - K_1 ; 7 – поля распространения порфирокластических лав и субвулканических тел (K_1); 8 – граниты А-типа (K_1 на побережье, J_2 в районе хребта Nanling); 9-10 – бимодальные базальт-риолитовые серии: 9 - J_2 , 10 – K_1 ; 11 – осадочные бассейны, приуроченные к грабенам (преимущественно выполнены красноцветными отложениями от K_2 до эоцена; местами содержат горизонты базальтов); 12 – шошониты (K_1).

распространены дайки, коагматичные стратифицированным вулканитам (рис. 6-52), но характеризующиеся, в сравнении с последними, повышенной долей базитов.

Наиболее распространенные минералы вкрапленников кислых вулканитов – кварц, К-На полевой шпат, плагиоклаз, биотит, амфибол; реже встречается клинопироксен. Из аксессуарных минералов часто встречаются ортит, сфен, циркон, апатит. В высокоглиноземистых риолитах присутствуют магматические андалузит и гранат [Wang, Shu, 2012]. Соотношение кристаллокластов, литокластов и пеплового материала в туфах и игнимбритах варьирует в широких пределах. Фенокристы андезитов – плагиоклаз, амфибол, орто- и клинопироксен, титаномагнетит. Базальты отличаются от андезитов обилием миндалекаменных разностей. Амфибол в базальтах редок, весьма обычны вкрапленники оливина. В верхнемеловых базальтах оливин присутствует и во вкрапленниках, и в основной массе.

Эрагема	Система	Отдел	Возраст, млн лет	Блок Янцзы			Катазийский блок				
				Серия	Формация (свита)	Индекс	Мощность, м	Серия	Формация (свита)	Индекс	Мощность, м
Мезозой	Мел	Верхний	99.6±0.9	Qijiang	Quxian Fm		K _{1q}	1000–2361	Слабо обнажены		
					Jinhua Fm		K _{2j}	263–2125			
					Zhongdai Fm		K _{1z}	201–800			
		Нижний		Jiande	Hengshan Fm	K _{1hs}	214–1320	Zhucun Fm		K _{1zc}	
					Shouchang Fm	K _{1s}	253–1200	Jiuliping Fm		K _{1j}	
					Huangjian Fm	K _{1h}	174–943	Chawan Fm		K _{1cw}	
	Верхний	Moshiban	Laocun Fm	J ₃ -K _{1l}	526–1318	Xishantou Fm	K _{1x}	>450			
					Gaowa Fm	K _{1g}	1020–1330				
					Dashuang Fm	J ₃ -K _{1d}	>2300				
	Юра	Средний	перерыв			перерыв					
			Tongshan	Yushanjian Fm	J _{2y}	568–3037	перерыв				
				Majian Fm	J _{2m}	345					

Рис. 6-53. Схема стратиграфической корреляции вулканогенных образований "пояса Ганханг" (Ganhang), центральная часть Юго-Восточно-Китайской магматической провинции [Yu et al., 2006].

Значительная (возможно, бóльшая) часть вулканических пород Юго-Восточно-Китайского пояса, вне зависимости от кремнекислотности, принадлежит к умереннощелочному ряду. По содержаниям K₂O вулканы преимущественно высококалиевые (рис. 6-55). В меньших количествах присутствуют производные среднекалиевой и шшонитовой серий. Извержения последних приурочены к тыловой части вулканического пояса (рис. 6-52). Содержание MgO в базальтах обычно не превышает 8%, и лишь в тыловой части провинции может достигать 10-11%. Породы Юго-Восточно-Китайского пояса обеднены Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ и обогащены крупноионными элементами относительно высокочargedных и редкоземельных, при сравнительно высоких содержаниях всех несовместимых литофильных элементов (рис. 6-56). В кислых породах весьма широки вариации отношений содержаний глинозема и щелочных металлов – здесь присутствуют как высокоглиноземистые риолиты, так и комендиты с щелочными гранитоидами. Глиноземистость магм снижается с приближением к океану, что, в частности, отражается в изменении объемного соотношения гранитоидов S- и I-типа [Wang, Shu, 2012]. Некоторые кремнекислые породы значимо обеднены тяжелыми РЗЭ, вероятно, вследствие их выплавления из гранатсодержащего нижнекорового протолита. Сравнительно широко распространены и породы с внутриплитными геохимическими характеристиками, лишенные Ta-Nb минимума на диаграммах. Особенно много таких пород среди базитов позднемеловых контрастных серий. На дискриминационных диаграммах точки пород Юго-Восточно-Китайского пояса располагаются в полях как

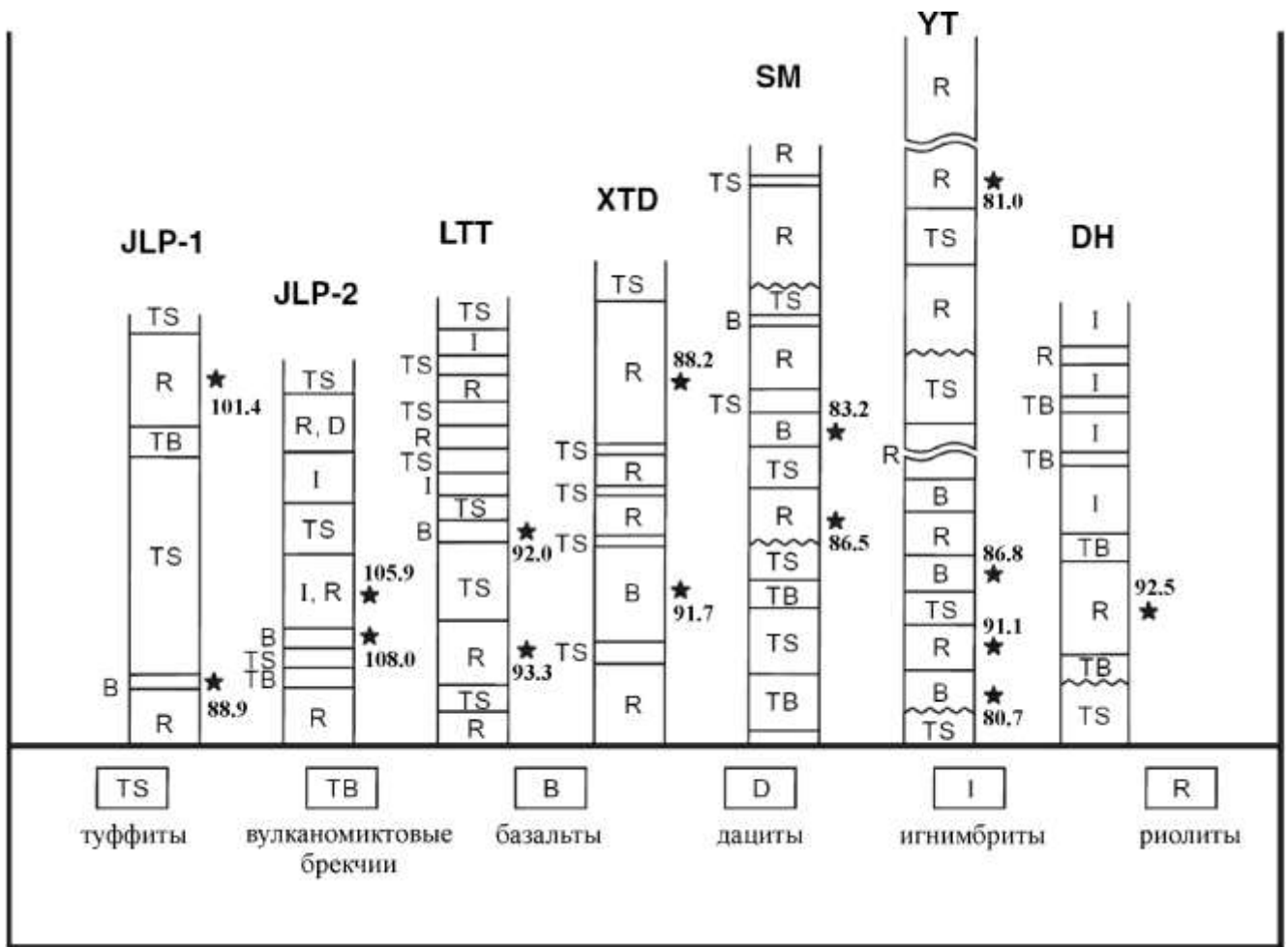


Рис. 6-54. Стратиграфические колонки для главных вулканических ареалов Юго-Восточно-Китайского пояса [Chen et al., 2008]. Буквенные символы над колонками обозначают различные ареалы. Звездочками показано положение в разрезе образцов, использованных для определения изотопного возраста. Случаи несоответствия изотопного возраста положению образца в разрезе объясняются присутствием в вулканогенной толще поздних субвулканических тел базитов [Chen et al., 2008].

внутриплитных, так и субдукционных магматических образований (рис. 6-57). Таким образом, данной геоструктуре тоже свойственна геохимическая двойственность, типичная для всех провинций, рассматриваемых в данной главе.

Изотопные характеристики пород Юго-Восточно-Китайского пояса свидетельствуют о широком участии производных обогащенных источников магм. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меняются в интервале от 0.7058 до 0.7210 (в тыловой части – до 0.7590), а значения ϵNd – от -10.5 до -2.5. Степень обогащения "усредненного" протолита убывает с приближением к океану (рис. 6-58). Примечательно присутствие линейной зоны сравнительно невысоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (и, соответственно, повышенных ϵNd), расположенной примерно в 400 км от современного побережья и ориентированной параллельно оси вулканического пояса (рис. 6-58). Высказано предположение, что данная зона контролировала поступление сравнительно обедненных магм из области мантийного клина [Gilder et al., 1996].

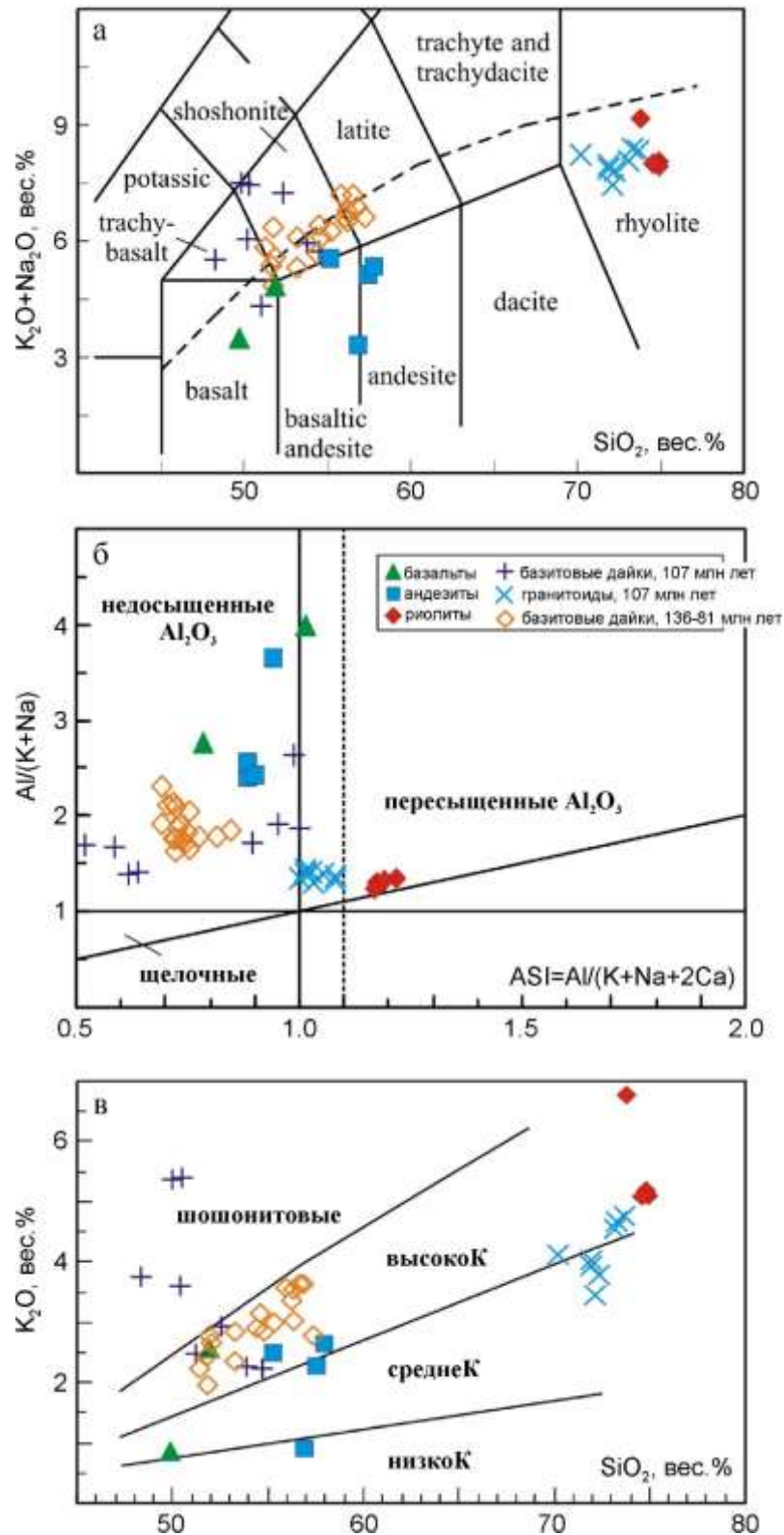


Рис. 6-55. Диаграммы TAS (а), $Al/(K+Na+2Ca) - Al/(K+Na)$ (б) и $SiO_2 - K_2O$ (в) для магматических пород о. Хайнань, входящих в состав формаций Юго-Восточно-Китайского пояса [Zhou et al., 2015]. Границы полей по [Le Maitre, 1989; Maniar, Piccoli, 1989; Gill, 1981].

Современная площадь выхода позднеюрско-меловых магматических пород Юго-Восточно-Китайского пояса составляет около 140 тыс. км² [Zhou et al., 2006], и не менее половины этой площади занимают вулканиты. Оценки общей мощности вулканогенных толщ, приводимые в публикациях, варьируют от 650-3000 м [Wang, Shu, 2012] до 5000 м [Chen et al., 2008]. В отношении объема вулканитов в публикациях упоминаются значения свыше 2 млн км³ [Tao et al., 1989], вероятно, основанные на допущении о значительной мощности вулканогенных толщ. Обоснование этих значений в англоязычной литературе найти не удалось. Если использовать сравнительно консервативные оценки и принять за среднюю мощность вулканитов медиану диапазона, указанного в работе [Wang, Shu, 2012], получаем 1800 м – значение, сопоставимое с оценками для ОЧВП (раздел 4.1). Объем вулканогенных образований (без учета уничтоженных эрозией и расположенных на морском шельфе) в таком случае составляет примерно 130 тыс. км³. Если верна оценка глубины становления гранитоидов, интрузирующих вулканогенные толщи [5-7 км – Chen et al., 2008], то изначальный объем вулканитов данной провинции мог оказаться в несколько раз больше.

Происхождение кремнекислых вулканогенных толщ Юго-Восточно-Китайского пояса связывается с коровой контаминацией мантийных магм [Lapierre et al., 1997] или с плавлением коровых источников при воздействии базитовых андерплейтов [Chen et al., 2008]. Генерация щелочных кремнекислых магм объясняется плавлением корового протолита, метасоматизированного с участием щелочных флюидов мантийного происхождения, а присутствие высокоглиноземистых риолитов – плавлением источников, содержавших мусковит и кварц в качестве главных минералов.

Тектоническая обстановка в пределах Катазийского блока в течение мезозоя претерпела существенные изменения. В триасе, при закрытии океана Тетис, имела место коллизия Катазии с Индосинийским континентом. Триасовые гранитоидные плутоны формировались в постколлизиионной обстановке. Затем, по мнению большинства исследователей, ведущая роль в контроле магматической активности перешла к окраине Тихого океана. В ранней-средней юре началась субдукция тихоокеанских плит под Катазийский блок. В этот период ориентировка главных структур, контролировавших внедрение магм в верхнюю кору, поменялась с субширотной на северо-восточную. Магматические комплексы, сформированные в данный переходный период, по геологическим и геохимическим показателям близки образованиям внутриконтинентальных рифтов. Позднеюрско-раннемеловой магматизм Юго-Восточно-Китайского пояса связан с субдукционной системой Западной Пацифики. Значительное удаление вулканических ареалов от палеожелоба объясняется малым углом наклона зоны Бенъофа, а также тем, что вулканический пояс формировался не в обстановке андийского типа, а в обстановке задугового растяжения (рис. 6-59). Примерно 100 млн лет назад аккреция

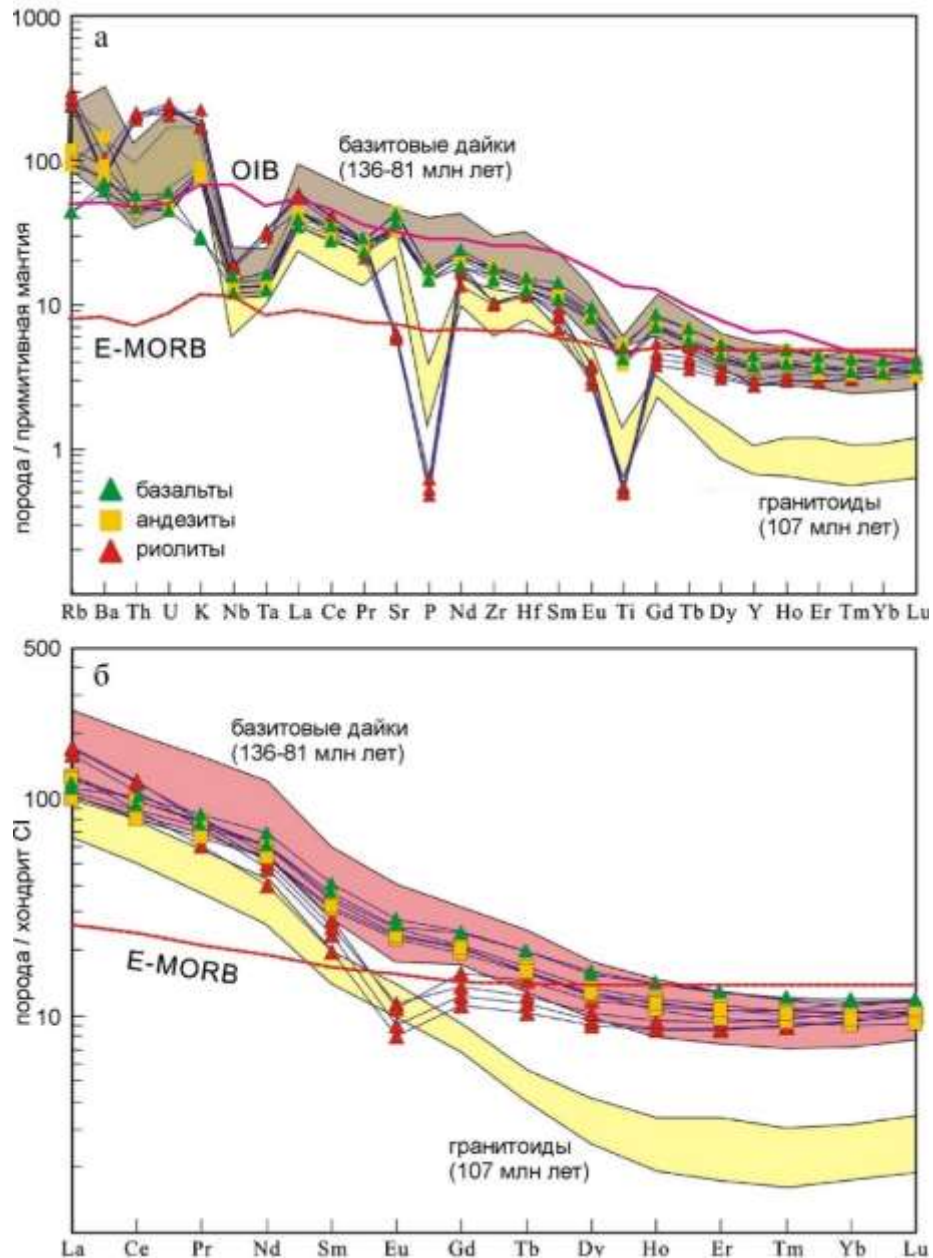


Рис. 6-56. Мультиэлементная диаграмма (а) и РЗЭ-диаграмма (б) для магматических пород о. Хайнань, входящих в состав формаций Юго-Восточно-Китайского пояса [Zhou et al., 2015]. Составы E-MORB и OIB, а также составы для нормирования из [Sun, McDonough, 1989].

Западно-Филиппинского блока вызвала общее поднятие области вулканического пояса (с эксгумацией гранитоидных плутонов) и слабые деформации вулканогенных толщ. Зона субдукции переместилась к востоку. В позднем мелу на фоне слабого растяжения при общем затухании магматической активности в пределах Катазийского блока формировались локальные бассейны, выполненные кластическими осадками и вулканитами бимодального состава, преимущественно с внутриплитными геохимическими характеристиками.

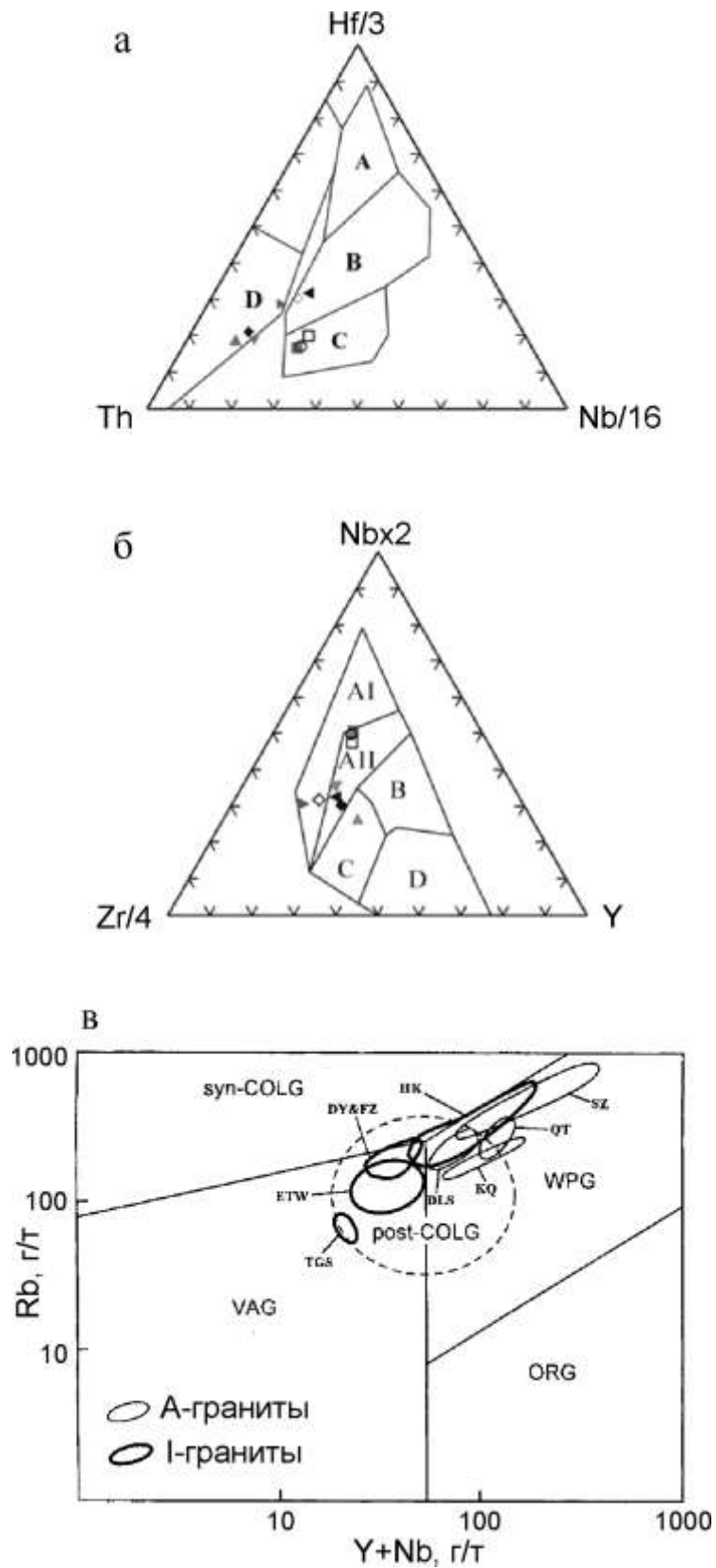


Рис. 6-57. Примеры дискриминационных диаграмм для магматических пород Юго-Восточно-Китайского пояса [Yu et al., 2006; Li, 2000]. а – Hf/3–Th–Nb [Wood, 1980]; б – Zr/4–Nb \times 2–Y [Meschede, 1986]; в – Y+Nb – Rb [Pearce et al., 1984].

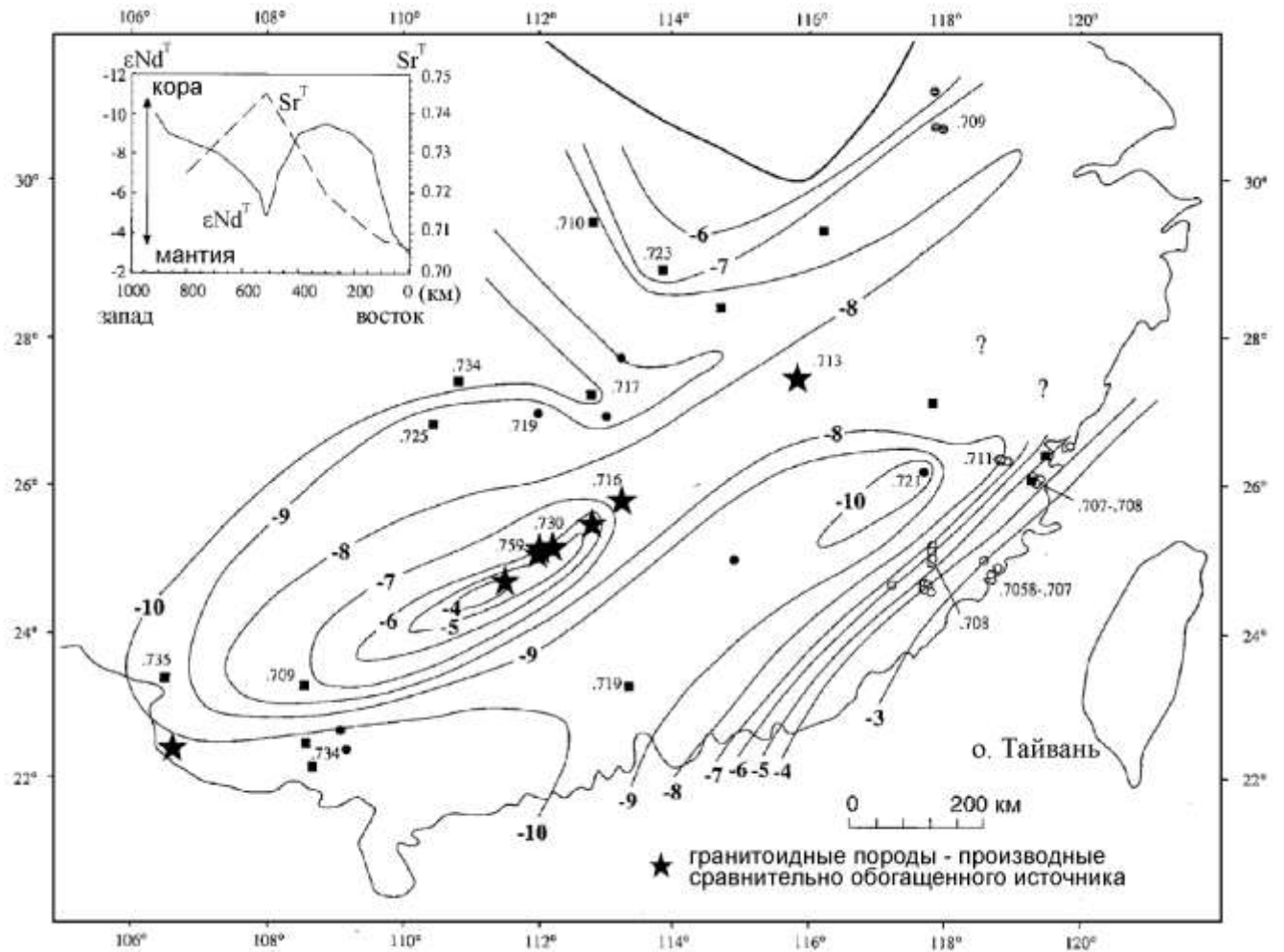


Рис. 6-58. Карта изолиний значений ϵNd для магматических пород территории Юго-Восточного Китая [Gilder et al., 1996]. Для отдельных точек также приведены значения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Вставка показывает вариации значений ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ вкосте простираения границы континент-океан.



Рис. 6-59. Модель тектоно-магматической системы Юго-Восточно-Китайского пояса [Wang, Shu. 2012].

6.1.10. Восточно-Сихотэ-Алинский пояс

[Михайлов, 1989в; Геодинамика, магматизм..., 2006; Мартынов и др., 2007]

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (рис. 6-60) протягивается вдоль западного побережья Японского моря и Татарского пролива. Общая длина данной магматической провинции составляет около 1400 км при ширине до 100 км. Восточная краевая часть вулканического пояса (шириной от 10 до 50 км) расположена на морском шельфе. В составе Восточно-Сихотэ-Алинского пояса выделяются фронтальная ("внутренняя") и тыловая ("внешняя", Прибрежная) зоны, различающиеся объемом изверженных пород [Михайлов, 1989б] и некоторыми особенностями их состава [Геодинамика, магматизм..., 2006]. В целом, вулканы тыловой зоны характеризуются значительно меньшим объемом и относительным обогащением несовместимыми элементами.

Результаты определений возраста ископаемой флоры и фауны показывают, что вулканическая активность Восточно-Сихотэ-Алинского пояса охватывает интервал от сеноманского века позднего мела до датского века палеоцена, то есть примерно от 100 до 60 млн лет. Некоторые исследователи указывают на целесообразность включения в состав данной геоструктуры базальтоидов палеоцена-эоцена, тем самым поднимая верхнюю возрастную границу пояса примерно до 40 млн лет [Михайлов, 1989в]. Согласно результатам изотопного датирования цирконов [Сахно, Акинин, 2008; Сахно и др., 2010б], некоторые из кремнекислых вулканических комплексов формировались вплоть до эоцена (49 млн лет). Однако центры эоценового вулканизма, в том числе кремнекислого, в ряде случаев не обнаруживают структурной связи с мел-палеоценовыми ареалами [Гребенников, Попов, 2013]. В широкой зоне в 200-600 км к западу от Восточно-Сихотэ-Алинского пояса располагается ряд более мелких вулканических ареалов, объединяемых в ранне-позднемеловой Хингано-Охотский пояс [Сахно, 1976; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Возраст этих ареалов отчасти перекрывается с возрастом Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Дербико и др., 2008а, б].

Фундамент Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представляет собой коллаж террейнов (рис. 6-60, 6-61), сформировавшихся в условиях активной зоны перехода континент-океан. Эти террейны интерпретируются как фрагменты мезозойских аккреционных призм, островных дуг и окраинного турбидитового бассейна. Здесь широко распространены терригенно-обломочные и кремнистые отложения юры и неокома, в том числе – олистостромы с крупными блоками палеозойских пород (от силура до поздней перми). Юрские толщи аккреционных призм местами включают горизонты базальтов и кремнистых пород мощностью до сотен метров. Вблизи южного окончания Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в составе фундамента присутствуют комплексы палеозоя и докембрия. На большей части своей площади вулканический пояс подстилается образованиями Кемского террейна, предположительно

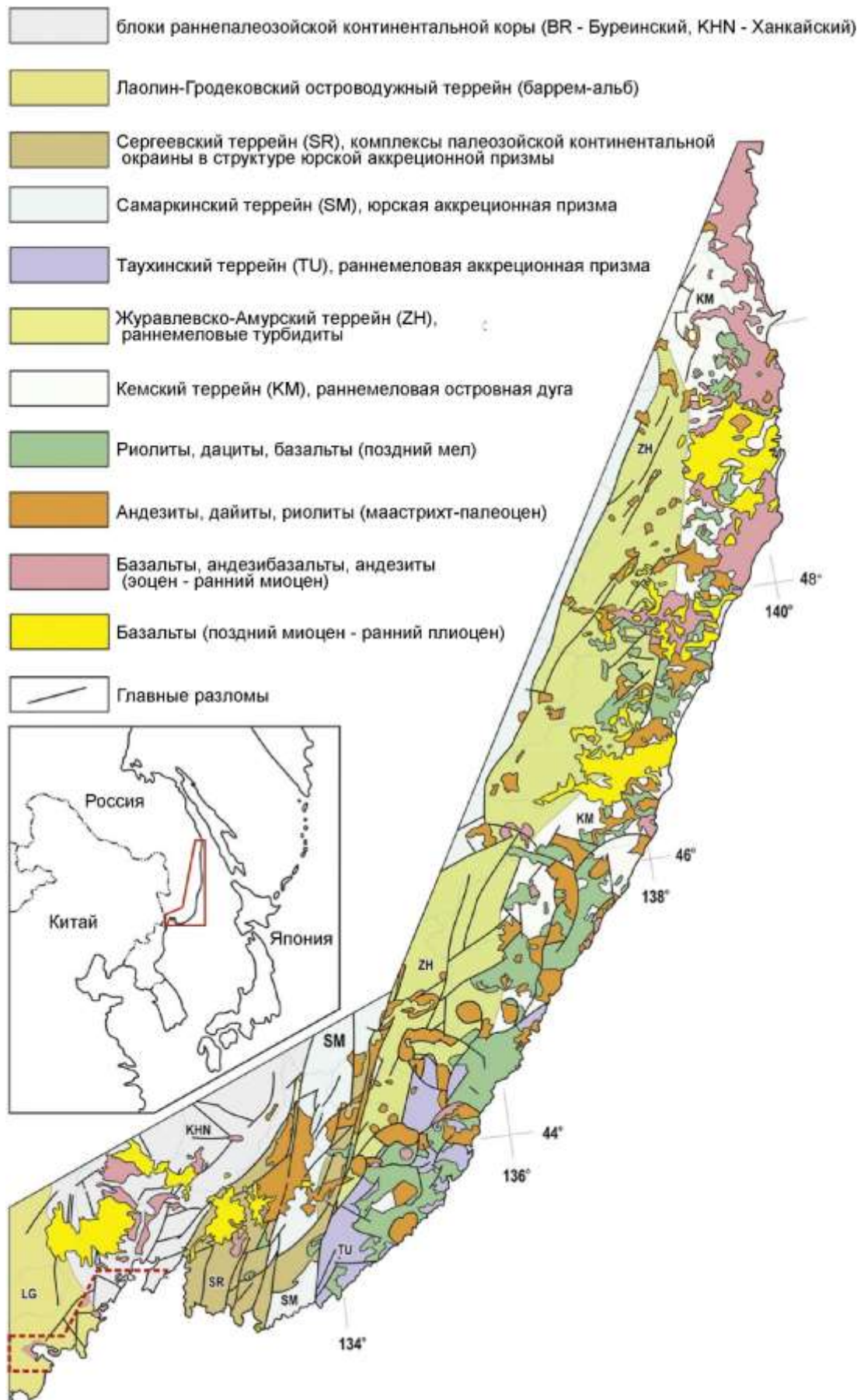


Рис. 6-60. Схема геологического строения Восточного Сихотэ-Алиня [Martynov et al., 2017].

являющегося фрагментом островной дуги и/или задугового бассейна. Разрез данного террейна представлен терригенно-обломочными породами с горизонтами базальтов (изредка – андезитов и риолитов), изливавшихся в субаквальной обстановке. Базальты относятся к высококаалиевой известково-щелочной и субщелочной сериям, то есть происходят из сравнительно обогащенного источника. Формирование фундамента Восточно-Сихотэ-Алинского пояса завершилось внедрением гранитоидных батолитов хунгарийской и татибинской серий, предположительно связанных с зонами присдвигового растяжения и не имеющих вулканических аналогов. Исходя из структурных взаимоотношений этих массивов со стратонами, содержащими остатки ископаемой фауны, внедрение гранитоидных магм происходило с готеривского века по альбский (134-100 млн лет). К-Аг датировки гранитоидов татибинской серии соответствуют интервалу 140-95 млн лет, с максимумом 115-105 млн лет [Геодинамика, магматизм..., 2006]. Немногочисленные U-Pb даты по цирконам из татибинских плутонов [Сахно и др., 2012, 2015, 2016; Jahn et al. 2015] ложатся в интервал 107-75 млн лет. Таким образом, никакой значимой магматической паузы перед началом формирования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, по всей вероятности, не было.

Вулканогенные толщи сеномана-кампана с резким угловым несогласием перекрывают складчатые комплексы основания. Значимые складчатые деформации в самих вулканитах не выявлены, за исключением приразломного смятия. Вулканиты, особенно кремнекислые, часто выполняют вулканотектонические депрессии диаметром до 30-50 км [Фремд, Рыбалко, 1972; Михайлов, 1989а].

Сводная стратиграфическая колонка Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, составленная по данным В.А. Михайлова [1989в], представлена на рис. 6-62. Обобщенный разрез начинается с грубообломочных пород и риолитовых туфов петрозувской свиты (поздний альб(?)-сеноман, до 1000 м), далее идут туфы и лавы андезитов, базальтов и дацитов синанчинской свиты (до 1200 м), также отнесенной к сеноману. Выше залегают мощные толщи приморской серии турона – кампана, главным образом кислых игнимбритов, среди которых весьма распространены кристаллокластические разности. Суммарная мощность этих образований, по некоторым оценкам, превышает 3 км. Далее разрез вулканогенных образований надстраивается толщами пестрого состава (базальты, андезиты, дациты, риолиты) со значительной латеральной изменчивостью, общей мощностью до 1.1 км. Еще выше залегают кремнекислые породы богопольской свиты (до 300 м). Вулканиты со следами размыва перекрыты обломочными образованиями эоцена, включающими горизонты базальтов. Отнесение этих толщ к Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу является предметом дискуссии [Михайлов, 1989в]. Еще более молодые базальтоиды, выполняющие неогеновые наложенные структуры, согласно распространенному мнению, связаны с кайнозойским рифтогенезом (к последствиям которого

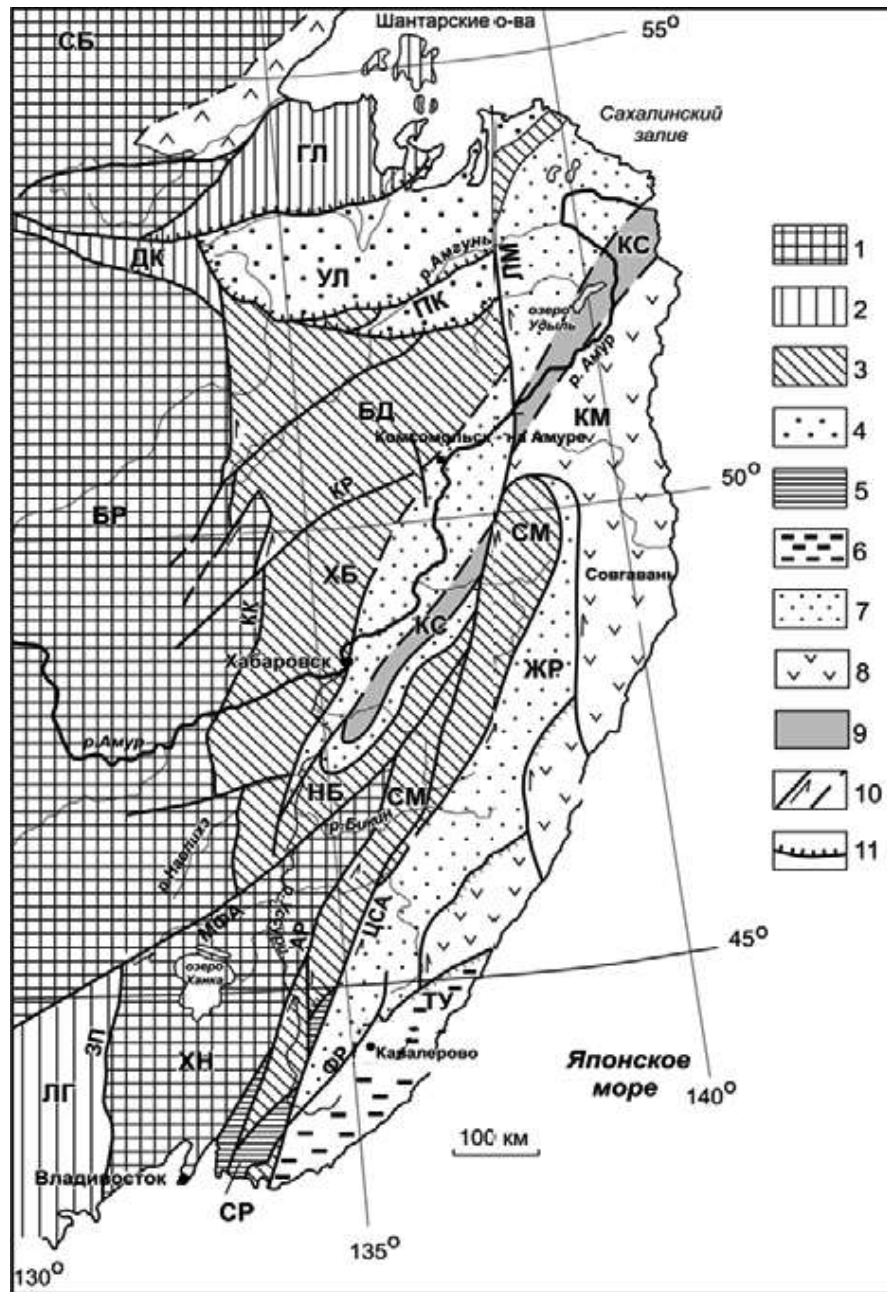


Рис. 6-61. Террейны Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий [Геодинамика, магматизм..., 2006].

1 – докембрийские и раннепалеозойские кратоны и супертеррейны: СБ – Сибирский, БР – Буреинский, ХН – Ханкайский; 2 – палеозойские террейны: ДК – Джагдинско-Кербинский, ГЛ – Галамский, ЛГ – Лаоелин-Гродековский; 3, 4 – юрские террейны: 3 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский), 4 – приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульбанский); 5 – фрагменты докембрийского–раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы (СР – Окраинско-Сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 6–9 – раннемеловые террейны – фрагменты: 6 – аккреционной призмы неокома (ТУ – Таухинский), 7 – приконтинентального турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 8 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 9 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 10 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, КР – Курский, ЛМ – Лимурчанский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ФР – Фурмановский; 11 – надвиги.

относится, в частности, раскрытие Японского моря). Отмечено, что относительный возраст различных свит далеко не всегда определяется однозначно; для многих из них предполагается близодновременное формирование (рис. 6-63). Вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса прорываются комагматичными или интрузивами габброидов, диоритов и гранитоидов. Размеры интрузивов достигают десятков километров, а глубина их становления, по оценкам, составляет от сотен метров до 3-4 км.

Вкрапленники в кремнекислых породах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса представлены кварцем, К-На полевым шпатом, плагиоклазом, пироксенами, амфиболом, биотитом. Среди пирокластических пород широко распространены кристаллокластические разности, в которых содержание осколков кварца и плагиоклаза достигает 50% при размере самих кристаллов до 1 см. Из аксессуарных минералов, помимо циркона, апатита и Fe-Ti оксидов, нередко присутствуют сфен, гранат и монацит. Фенокристы андезитов – плагиоклаз, пироксены (чаще моноклинные, реже ромбические), амфибол, титаномагнетит. В базальтах иногда встречается оливин, а амфибол сравнительно редок.

Вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса в целом образуют непрерывный ряд составов, включающий разновидности от базальтов до риолитов. Для поздних стадий вулканической активности типичны бимодальные (риолит-базальтовые и риолит-андезитовые) серии. Нормальнощелочные и умереннощелочные породы присутствуют в сопоставимых объемах (рис. 6-64). Щелочные породы встречаются редко и тяготеют к верхам разреза. В большей мере щелочные породы распространены среди постпалеоценовых вулканитов, которые большинством исследователей не включаются в состав Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Эти образования связываются с процессом континентального рифтинга, синхронного с раскрытием Японского моря [Martynov et al., 2017; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Средним и основным вулканитам Восточно-Сихотэ-Алинского пояса свойственны все главные геохимические черты субдукционных магм: относительное обеднение Nb и Ta, обогащение Pb и повышенные содержания LILE/REE и LILE/HFSE (рис. 6-65). Кремнекислые вулканиты геохимически близки к среднему составу верхней континентальной коры (рис. 6-66), то есть, в сравнении с составом примитивной мантии, также обеднены ниобием и танталом. Различные по амплитуде минимумы содержаний Sr, Ba и Eu являются признаком фракционирования полевых шпатов при кристаллизации магм и/или значительного содержания тех же минералов в рестите.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах, комагматичных вулканитах, варьируют в интервале 0.703-0.708, значения ϵNd меняются от -6 до +3 [Jahn et al., 2015]. Между этими показателями наблюдается взаимная зависимость (рис. 6-67), что предполагает участие в петрогенезе как минимум двух источников магм. Для вулканитов получены близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в интервале 0.7039-0.7078 [Сахно, 2001].

Система	Отдел	Ярус	Типы пород	Мощность, (м)	Серия, свита	Характеристика пород	
Неогеновая	Миоценовая			40		Базальты, туфы, брекчии.	
Палеогеновая	Олигоценовая			25–70		Песчаники, конгломераты, гравелиты, бурые угли, базальты (лавы)	
	Эоценовая			30–100			
М Е Л О В А Я В Е Р Х Н И Й	Палео- ценовой	Датский		300 м	Боговолский	Туфы, игнимбриты, вулканические стекла ронолитов	
		Маастрихтский		370–1100	Самаргитская (Славяновская, плыстунская толща)	Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, лавы, туфыт туфобрекчии Слоистые туфы, риолиты, дациты	
	Турон, Коньяк, Сантон	Кавказский		240–1120	Каменная толща	Игнимбриты, риолиты, агломераты, брекчии дацитов, андезитов, туфы дацитов, агломераты	
		П р и м о р с к а я с е р и я	Армавирская		510–3200	Моцатьевская	Спекшиеся туфы, игнимбриты, ксено-туфы, агломераты, андезито-дациты (лавы), туфопесчаники
			Сенноман			Славяно-чинская	
	Сенноман	Петро- завский		630–770		Туфы риолитов, псефитовые брекчии риолитов, песчаники, гравелиты	
		Сенноман		200–365		Туфы дацитов, андезитов, андезито-базальтов и их лавы	

Рис. 6-62. Сводная стратиграфическая колонка вулканогенных образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Михайлов, 1989в; Сахно, Акинин, 2008]. Жирным шрифтом показаны значения SHRIMP U-Pb возраста цирконов.

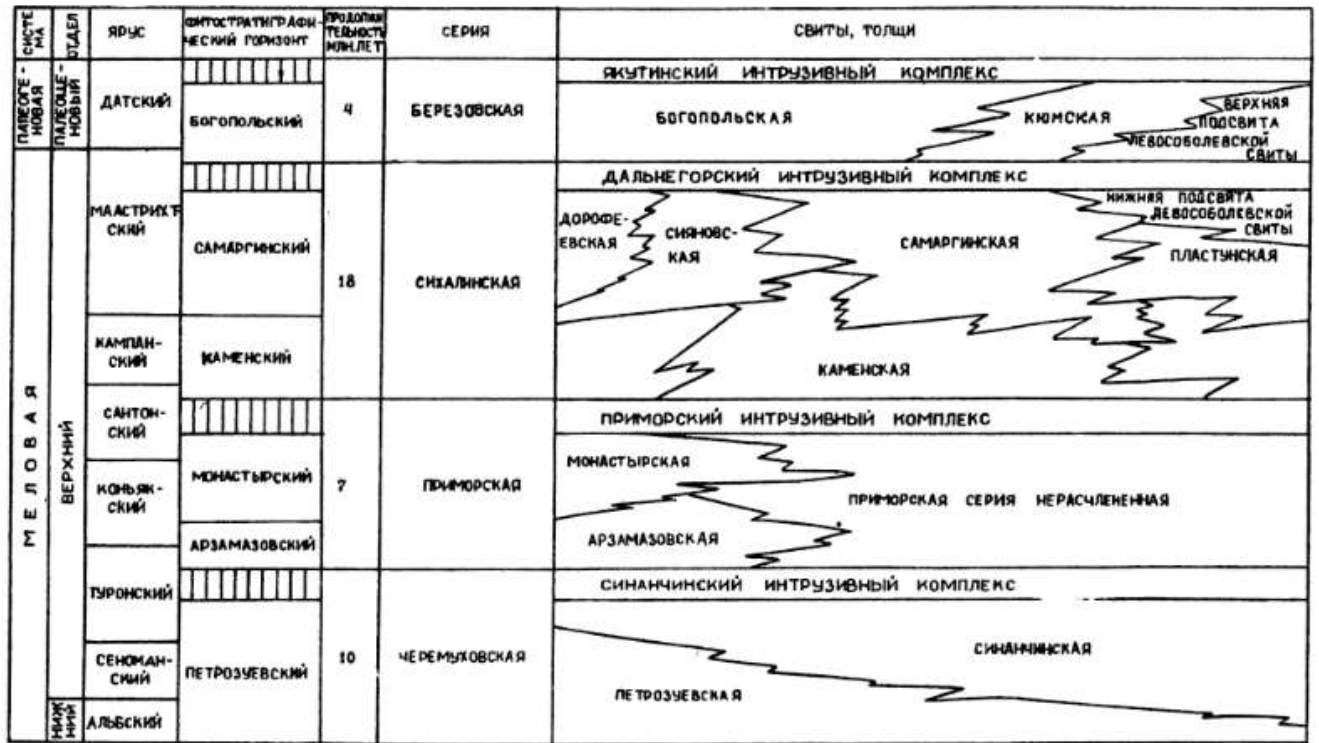


Рис. 6-63. Схема корреляции главных вулканогенных стратонов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Михайлов, 1989в]. Для многих стратиграфических подразделений предполагается значительное перекрытие интервалов формирования.

Площадь выхода вулканогенных образований Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (без учета расположенных на морском шельфе) составляет около 110 тыс. км². При средней мощности вулканитов 2 км общий объем изверженных пород составит 220 тыс. км³. Опубликованные оценки общего объема вулканитов данной провинции различаются на порядок – от 80 тыс. км³ [Михайлов, 1989б] до 600-800 тыс. км³ [Сахно, Акинин, 2008]. Опыт изучения областей континентального вулканизма показывает, что суммирование мощностей отдельных стратонов редко позволяет получить объективную оценку средней мощности вулканитов по всей провинции (см. раздел 4.1 настоящей работы). В свою очередь, отсутствие надежных данных об общей мощности вулканогенных комплексов делает оценки объема весьма спекулятивными. В таблице 6-1 приведено значение 100 тыс. км³, близкое к минимальной оценке.

Представления о тектонической природе Восточно-Сихотэ-Алинского пояса следуют, в целом, двум моделям: (1) модель косо́й субдукции, сочетающей окраинно-континентальный вулканизм со сдвиговыми деформациями [Парфенов, 1984]; (2) модель трансформной границы литосферных плит, предполагающая подъем вещества астеносферы сквозь разрывы в слэбах [Ханчук, Иванов, 1999; Уткин, 1999; Сахно, 2001; Геодинамика, магматизм..., 2006]. Допускается смена режимов в ходе формирования вулканического пояса.

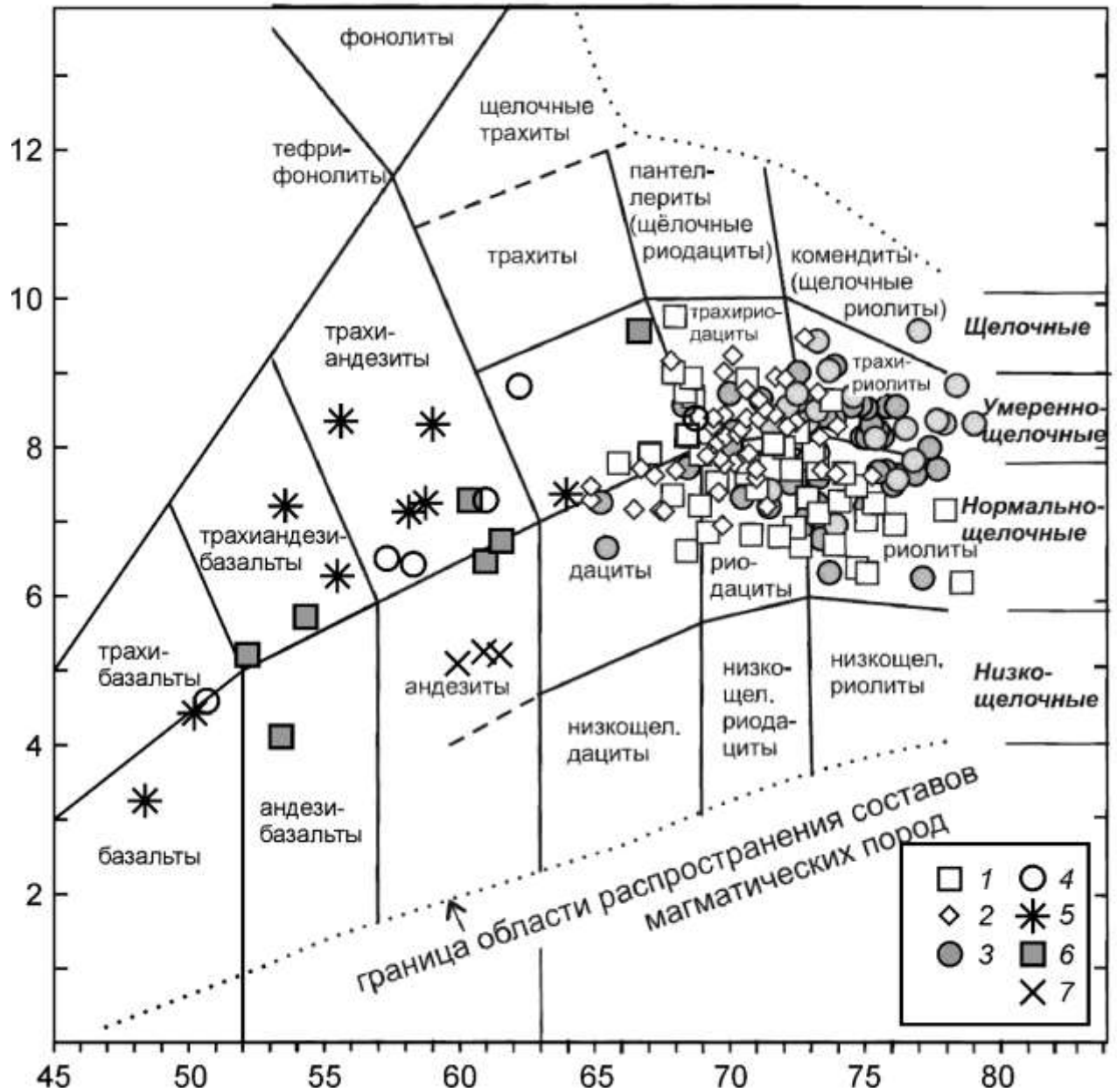


Рис. 6-64. TAS-диаграмма для вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Гребенников, Попов, 2014]; дополнено материалами из [Мартынов и др., 2007]. 1-3 – существенно кремнекислые породы позднего мела и палеоцена: 1 – приморская серия, 2 – сияновский и левособолевский комплексы, 3 – богопольский комплекс; 4-5 – непрерывно дифференцированные серии маастрихта-дания: 4 – Нижнеамурский район, 5 – бассейн р. Самарга, 6 – бассейн р. Коппи; 7 – Кавалеровский район. Границы полей в соответствии с Петрографическим кодексом [2010].

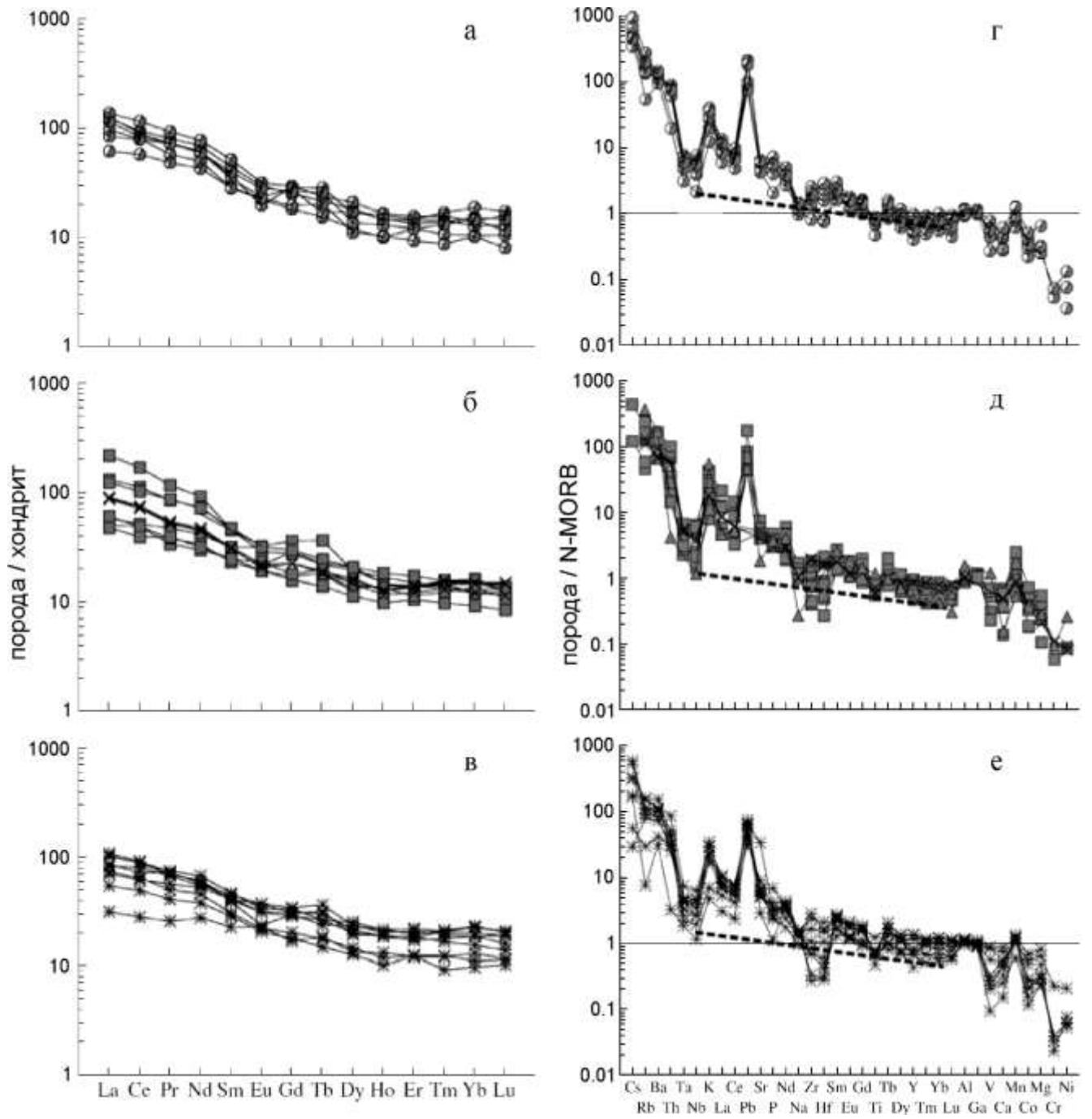


Рис. 6-65. РЗЭ-диаграммы (а-в) и мультиэлементные диаграммы (г-е) для средних и основных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Мартынов и др., 2007]. а, г – Нижнеамурский район; б, д – бассейн р. Коппи; в, е – бассейн р. Самарга. Содержания элементов нормированы на состав хондрита [Thompson, 1982] и N-MORB [Pearce, Parkinson, 1993].

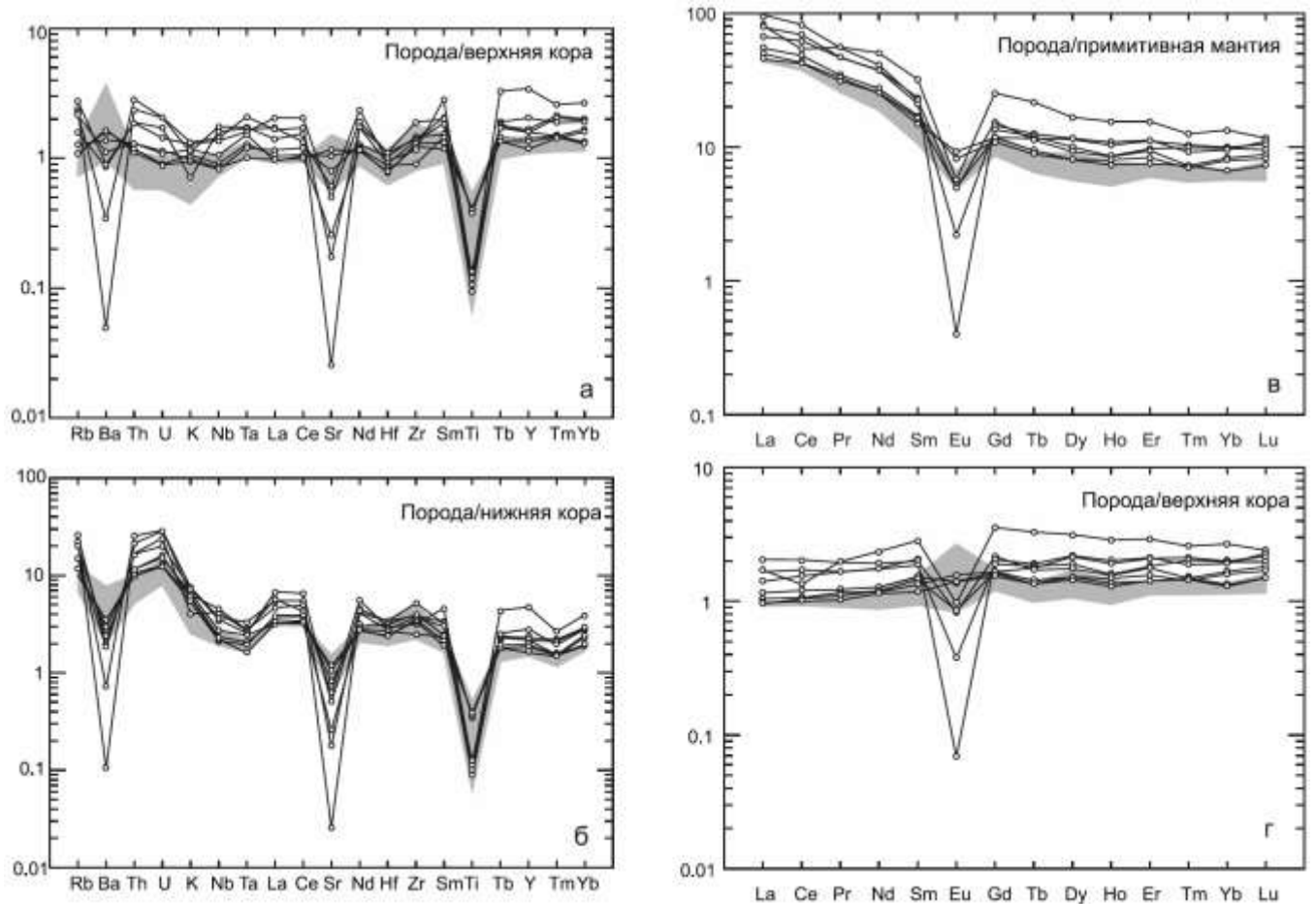


Рис. 6-66. Мультиэлементные диаграммы (а, б) и РЗЭ-диаграммы (в, г) для кремнекислых вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса [Гребенников, Попов, 2014]. Серой заливкой показано поле составов пород приморской серии, линии – составы пород богопольского комплекса (см. рис. 6-62). Содержания элементов нормированы на состав верхней (а, г) и нижней (б) континентальной коры, а также примитивной мантии (в) [<http://earthref.org/GERM/reservoirs/cont-crust.htm>].

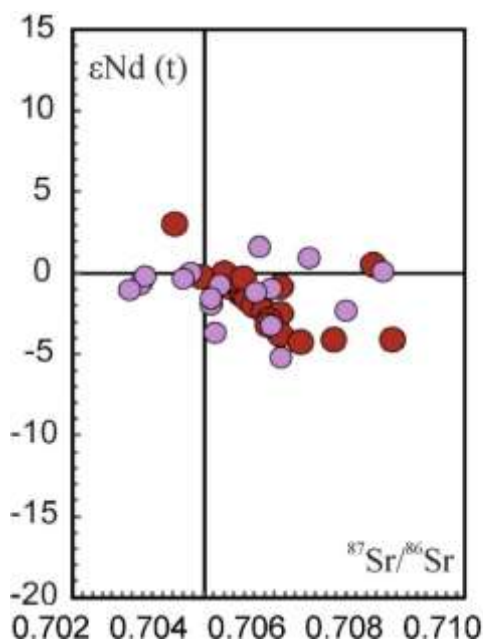


Рис. 6-67. Диаграмма $\epsilon Nd - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ для гранитоидов Приморья [Jahn et al., 2015]. Источники данных: 1 – [Валуй, Москаленко, 2010], 2 – [Jahn et al., 2015].

6.2. Черты сходства и различия крупнейших областей кремнекислого вулканизма

Несмотря на различия в возрасте и на принадлежность к разным континентам и подвижным поясам, описанные в разделах 6.1.2 – 6.1.10 магматические провинции (а также, без сомнения, ОЧВП) обладают множеством сходных характеристик:

1. *Все рассматриваемые провинции сформированы на континентальной коре в активных зонах перехода континент–океан или во внутриконтинентальных областях в относительной близости (первые сотни километров) от активных зон субдукции* (рис. 6-1).

Провинции кремнекислого вулканизма в плане имеют вытянутую форму и ориентированы параллельно границам континентов. В отличие от указанных провинций, базитовые LIP либо не обнаруживают связи с границами плит, либо приурочены к "пассивным вулканическим окраинам" [Volcanic Rifted Margins – Bryan, Ernst, 2008] (рис. 6-1).

2. Вулканы указанных провинций налегают на сравнительно молодую континентальную кору, причем *началу активных извержений обязательно предшествует другое значимое магматическое событие, сопровождающееся плавлением материала коры. Продолжительность магматической паузы перед вспышкой кислого вулканизма не превышает 10 млн лет.* Для многих провинций эта пауза сопоставима с погрешностью изотопного датирования. Данный признак отличает все крупные кремнекислые провинции от базитовых LIP, которые, как правило, сформированы на древнем архейско-протерозойском фундаменте, в течение длительного времени не испытывавшем значимой тектоно-магматической активизации (рис. 6-68).

3. Обобщенные разрезы рассматриваемых провинций, как правило, имеют трехчленное строение: "нижние андезиты" – толщи кремнекислых вулканитов – "верхние базальты". Подобное подразделение носит лишь характер тенденции, поскольку толщи средних и основных вулканитов включают горизонты кремнекислых пород, и наоборот. В некоторых провинциях "нижние андезиты" полностью или частично отделены от более молодых стратонов незначительным несогласием и, возможно, небольшим (до 5 млн лет) перерывом в извержениях. В таких случаях исследователи предпочитают связывать "нижние андезиты" и кремнекислые толщ с разными вулканическими событиями – таковы общепринятые взгляды на геологическую историю провинций Западная Сьерра-Мадре, Кеннеди и Юго-Восточно-Китайского пояса. В некоторых случаях (как, например, для провинции Западная Сьерра-Мадре) из разреза провинции исключаются не только "нижние андезиты" (*Lower Volcanic Complex*), но и "верхние базальты" (*Southern Cordillera Basaltic Andesite*). Исключение базитовых толщ из обобщенного разреза существенно влияет на оценки количественных параметров вулканических областей, снижая общий объем изверженных пород и

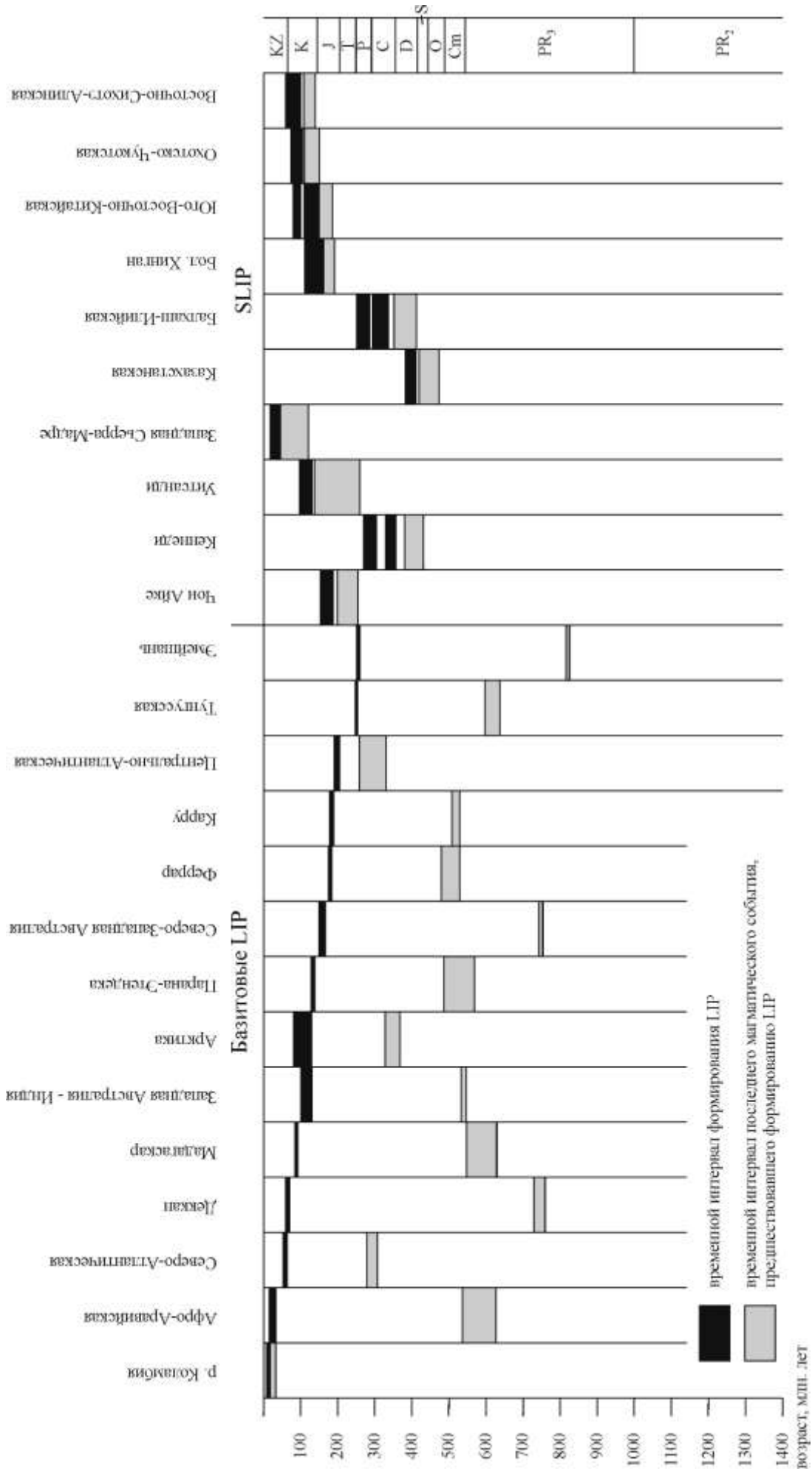


Рис. 6-68. Возраст крупнейших фанерозойских вулканических провинций Земли в сопоставлении с возрастом последних магматических событий, предшествовавших их заложению (по [Bryan, Ernst, 2008], с изменениями и дополнениями). Источники данных указаны в таблице б-1. Для некоторых провинций показан возраст главных магматических импульсов

предполагаемую продолжительность магматического события и существенно увеличивая долю кремнекислых пород в общем объеме вулканитов.

4. Наиболее распространенные элементарные геологические тела областей кремнекислого вулканизма – игнимбритовые потоки, часто объединяющиеся в обширные и мощные покровы. Меньший объем занимают различные туфы, лавы и вулканомиктовые осадочные породы. Широко распространены гранитоидные плутоны, комагматичные с вулканитами. Соотношение площади выхода вулканических и плутонических образований во многом определяется уровнем эрозионного среза.

5. Структурно-вещественные характеристики пород нередко могут быть весьма изменчивы по латерали, что затрудняет расчленение и корреляцию разрезов. Нередко это приводит к недостаточно корректному выделению стратонов.

6. Крупные провинции кремнекислого вулканизма формировались в субаэральной обстановке, при преобладании пелейского типа извержений. Преимущественно субгоризонтальное (при отсутствии наложенных деформаций) залегание стратификации кремнекислых вулканогенных толщ и преобладание туфопесчаников среди вулканомиктовых осадочных пород указывают на то, что палеорельеф в период активных извержений был сравнительно слабо расчлененным. Вероятно, это связано со сглаживанием неровностей рельефа при частом выбросе "палящих туч".

7. Извержение значительных объемов кремнекислых магм сопровождалось активным формированием компенсационных структур – кальдер и вулканотектонических депрессий. Толщи вулканитов среднего и основного состава в указанных провинциях, как правило, слагают стратовулканы. "Верхние базальты" часто образуют плато со следами щитовых построек и трещинных излияний.

8. Общий объем вулканогенных образований каждой из провинций (включая "нижние андезиты" и "верхние базальты"), по весьма приблизительным оценкам, варьирует от 100 тыс. до 1-2 млн км³. На кремнекислые породы приходится от 60 до 90% общего объема вулканитов (высокая доля кремнекислых пород обычно связана с исключением из подсчета "нижних андезитов"). В базитовых LIP доля кремнекислых пород не превышает 5% [Bryan et al., 2002] – таким образом, *крупные (свыше 100 тыс. км³) вулканические провинции Земли образуют две группы, значимо различающиеся объемной долей кремнекислых вулканитов и не связанные постепенными переходами.*

9. Общая продолжительность формирования каждой из рассматриваемых провинций, согласно оценкам, составляет от 27 до 100 млн лет. Три из десяти рассматриваемых провинций формировались дольше 50 млн лет (провинция Кеннеди – около 100 млн лет, Балхаш-Илийский пояс – 90 млн лет, Юго-Восточно-Китайский пояс – 70 млн лет). Однако в истории

формирования каждой из трех указанных провинций выявлены эпизоды, когда значительные, свыше 100 тыс. км³, объемы магм были извержены в течение сравнительно короткого промежутка времени. Для каждого из таких эпизодов совокупность геологических комплексов по всем принципиальным показателям (площадь, объем, продолжительность формирования) соответствует предложенному С. Брайаном и Р. Эрнстом [Bryan, Ernst, 2008] определению SLIP.

10. Формирование крупных провинций кремнекислого вулканизма носило выраженный эпизодический характер, с чередованием периодов активных извержений и относительного затишья.

11. Для пород указанных провинций, независимо от кремнекислотности, типично *совмещение геохимических признаков надсубдукционных и внутриплитных образований*. К первым относятся широкое распространение известково-щелочных серий с Ta–Nb минимумом, Rb максимумом и повышенным отношением LILE/HFSE, ко вторым – повышенная щелочность, распространение высококалийных пород и общее обогащение магм несовместимыми литофильными элементами. Соотношение признаков субдукционных и внутриплитных обстановок вверх по разрезу обычно меняется в пользу внутриплитных; в наибольшей мере внутриплитные характеристики свойственны "верхним базальтам". Характер распределения пород по кремнекислотности также эволюционирует: в составе "нижних андезитов" преобладают непрерывные серии, а толщи "верхних базальтов", как правило, включают горизонты кремнекислых вулканитов, что обуславливает контрастный состав стратонов.

12. Провинции, для которых получены достаточно представительные сведения о химическом и изотопном составе вулканитов, обнаруживают отчетливую связь геохимии магм с возрастом континентальной коры. В общем случае, чем древнее кора, тем более обогащены магмы несовместимыми элементами (это касается магм и корового, и мантийного происхождения). Обогащение источников магм отражается в изотопном составе пород: в пределах древних блоков возрастают отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и убывают значения ϵNd .

Главные различия между крупными провинциями кремнекислого вулканизма сводятся к следующему:

1. Возраст рассматриваемых провинций меняется от девонского (414-380 млн лет) до эоцен-миоценового (45-18 млн лет). Весьма различна степень наложенных преобразований вулканических комплексов. В палеозойских провинциях вулканогенные породы смяты в складки. В мезозойских и кайнозойских областях внешние компрессионные деформации в большинстве случаев незначительны, но структуры провинций Уитсанди и Чон Айке сформированы под влиянием тектонических процессов активной окраины Тихого океана.

Например, некоторые комплексы провинции Чон Айке испытали значимое погружение, до условий метаморфизма зеленосланцевой фации.

2. В указанных провинциях в весьма различной степени выражены следы деформаций растяжения, и различно время проявления этих деформаций относительно периода накопления кремнекислых толщ. К примеру, в провинции Западная Сьерра-Мадре присутствует серия грабенов и флексур, субпараллельных границе континент-океан и формировавшихся одновременно с извержениями кремнекислых магм. В ОЧВП подобные структуры редки и выражены гораздо слабее (см. раздел 2.7). В большинстве прочих рассматриваемых провинций явные признаки растяжения проявились уже после накопления кремнекислых толщ. В Юго-Восточно-Китайском и Восточно-Сихотэ-Алинском поясах "верхние базальты" часто приурочены к грабенам, наложенным на компенсационные структуры, выполненные кремнекислыми толщами. Наконец, в поясе Большого Хингана даже "верхние базальты" не обнаруживают явной связи со структурами растяжения.

3. Столь же непостоянны и следы сдвиговых деформаций в вулканических комплексах. Иногда они выражены настолько отчетливо, что являются основанием для построения моделей, связывающих вулканизм именно со сдвиговой тектоникой [напр., Сахно, 2001], а в некоторых провинциях практически отсутствуют.

4. Миграция вулканических ареалов внутри рассматриваемых провинций не обнаруживает устойчивых закономерностей. Ареал "верхних базальтов" провинции Западная Сьерра-Мадре смещен относительно кремнекислых вулканических полей к западу, в сторону океана, и к югу – в сторону современного Трансмексиканского пояса. В пределах северных сегментов ОЧВП вулканизм также мигрировал в сторону океана, а для центральных и южных сегментов подобная закономерность не выявлена. В Юго-Восточно-Китайской провинции, напротив, грабены с "верхними базальтами" смещены в тыловую, удаленную от океана зону.

5. Рассматриваемые магматические провинции могут значимо различаться средним уровнем щелочности вулканитов. К примеру, если в девонском поясе Казахстана и в ОЧВП преобладают породы нормальной щелочности, то в провинции Большого Хингана доминируют субщелочные вулканиты, и нередко встречаются производные щелочных серий. Вместе с суммой K_2O+Na_2O , как правило, повышаются калий-натровое отношение и содержания большинства несовместимых литофильных элементов. Диапазон изотопных отношений в породах разных вулканических поясов тоже может значимо различаться. Вариации петрографических и геохимических характеристик пород (например, объемное соотношение дацитов и риолитов, соотношение лито- и кристаллокластических пирокластических пород, и т.д.) для каждой из рассматриваемых провинций столь значительны, что сравнивать разные провинции по этим показателям затруднительно.

6. В некоторых провинциях хорошо выражена изотопная зональность, продольная к простиранию геоструктуры (ОЧВП, Большой Хинган, Западная Сьерра-Мадре), в некоторых – напротив, поперечная (Юго-Восточно-Китайский пояс). Поскольку во всех случаях изотопные метки вулканических пород хорошо увязываются с возрастом континентальной коры, различный характер зональности можно объяснить особенностями структуры фундамента.

7. В большинстве рассматриваемых провинций изотопный состав пород кислого и среднего / основного состава не обнаруживает резких различий, но в некоторых случаях (например, в провинции Западная Сьерра-Мадре и в Юго-Восточно-Китайском поясе) некоторые кремнекислые породы существенно обогащены ^{87}Sr и обеднены ^{143}Nd по сравнению с базитами. Это явление можно объяснить разным соотношением объемов древней (обогащенной) и молодой (сравнительно обедненной) континентальной коры, вовлеченной в петрогенез при формировании разных вулканических областей.

* * *

Из информации, представленной в разделах 6.1 и 6.2, следует, что *четыре "официально признанные" SLIP (провинции Кеннеди, Чон Айке, Уитсанди и Западная Сьерра Мадре) не обнаруживают каких-либо принципиальных отличий от вулканических поясов Азии: Казахстанского, Балхаш-Илийского, Большого Хингана, Охотско-Чукотского, Юго-Восточно-Китайского и Восточно-Сихотэ-Алинского.* Все указанные провинции имеют сходное расположение в региональной геологической структуре, объемно-временные параметры вулканизма, сходные особенности вещественного состава пород и общие тенденции эволюции. Из этого можно заключить, что *все рассматриваемые провинции формировались при воздействии сходных факторов, и их следует рассматривать в составе единого класса вулканических провинций.* От "классических" LIP [в трактовке Coffin, Eldholm, 1992; Bryan, Ernst, 2008] указанные провинции отличаются наличием пространственной (и, весьма вероятно, генетической) связи с активными окраинами континентов. Для двух провинций, Уитсанди и пояса Большого Хингана, в рамках дискуссии предлагаются альтернативные модели, не подразумевающие прямой связи магматизма с субдукционными процессами [Falvey, Middleton, 1981; Symonds, Willcox, 1989; Bryan et al., 2000; Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008]. Тем не менее, как минимум косвенная связь указанных провинций с субдукционными системами сомнений не вызывает.

Несмотря на явные признаки связи с конвергентными границами плит, крупные провинции кремнекислого вулканизма существенно отличаются от типичных магматических поясов андийского типа. Во-первых, они выделяются резко повышенной объемной долей кремнекислых вулканитов, а во-вторых, большинство из них сформировано сравнительно

далеко от реконструируемой конвергентной границы плит. Расстояние от оси палеожелоба до вулканических полей, по оценкам, варьирует от 300 до 1000 км.

Перечисленные в данном разделе особенности свойственны не только крупнейшим провинциям, описанным в разделе 6.1, но и ряду фанерозойских вулканических областей меньшего размера, для которых оценки объема твердых продуктов извержений варьируют от 10 до 90 тыс. км³. Известно, что кремнекислые вулканиды составляют более 50% разреза таких провинций, как зона Таупо в Новой Зеландии [Houghton et al., 1995], область Альтиплано-Пуна в Центральных Андах [de Silva, Gosnold, 2007], Провинция Хребтов и Бассейнов запада США [Best et al., 2013], поздне триасовый Ногайский пояс Восточного Предкавказья [Tikhomirov et al., 2004], поздние варисциды Центральной Европы [Wilson et al., 2004], а также девонская провинция Омолонского блока [Лычагин и др., 1988; Гагиева, 2014]. Возможно, фанерозойские подвижные пояса Земли вмещают и другие подобные магматические области, неизвестные автору настоящей работы. Весьма вероятно, что все эти провинции (или, по крайней мере, их большинство) формировались под влиянием одних и тех же факторов. Однако включение в данный раздел описаний строения и состава геологических комплексов магматических областей "среднего класса" представляется излишним, поскольку не дает принципиально нового обоснования генетических моделей. Автор счел достаточной фактической базой сведения о крупнейших из подобных областей, в которых объем сохранившихся твердых продуктов извержений превышает 100 тыс. км³.

6.3. Генезис крупных провинций кремнекислого вулканизма

6.3.1. Петрогенез значительных объемов кремнекислых магм

Генерация сотен тысяч кубических километров кремнекислых магм в пределах одной провинции связывается большинством исследователей с плавлением вещества континентальной коры под воздействием тепловой энергии базитовых андерплейтов [Hildreth, Moorbath, 1988; Pankhurst et al., 1998; Bryan et al., 2002; Ferrari et al., 2007; Chen et al., 2008; Акинин, Миллер, 2011]. Существует также альтернативная модель, предполагающая длительное фракционирование мантийных магм с одновременной ассимиляцией вещества коры, то есть эволюцию магм по AFC-механизму [De Paolo, 1981; Cameron et al., 1980; Lapierre et al., 1997; Riley et al., 2001; Fan et al., 2003]. Уязвимое место второй модели – объем базитовых магм, необходимый для выработки значительного количества кремнекислых расплавов. По результатам численного моделирования (например, с использованием программного комплекса COMAGMAT – [Ariskin, Barmina, 2004]), фракционная кристаллизация базальтовых магм способна произвести от 5 до 15 масс. % риолитовых производных (при более или менее правдоподобном составе исходного расплава). Учитывая невозможность полного извлечения

расплавов – продуктов фракционирования, в качестве значения максимально возможной массовой доли риолитовых расплавов, образующихся за счет фракционирования базитовых магм, можно принять 10%. В таком случае накопление километровой толщи кремнекислых вулканитов подразумевает добавление к разрезу континентальной коры от 9 до 19 км вещества базитовых магм (от 7.5 до 16 км, если учесть меньшую плотность вулканитов по сравнению с плутоническими породами). И это при условии, что *все* образовавшиеся кислые магмы достигнут поверхности, что практически невозможно. Считается, что доля магм, достигших поверхности в пределах активных континентальных окраин, в среднем составляет лишь 10% от общего объема магм, внедрившихся в кору или образованных в коре (полный диапазон оценок этой доли – от 3 до 50% [White et al., 2006; de Silva, Gosnold, 2007; Paterson et al., 2011]). То есть, накопление 1 км кислых вулканитов – чистых дифференциатов мантийных магм, при незначительном влиянии прочих факторов, потребовало бы увеличения мощности коры не менее чем на 75 км, что выходит за рамки представлений о глубинном строении рассматриваемых геоструктур и о протекающих там процессах.

Предположение об ассимиляции корового вещества позволяет снизить расчетный объем исходных базитовых магм, однако, в любом случае, этот объем значительно превосходит значения, предполагаемые моделью корового анатексиса. Наконец, главный аргумент сторонников AFC-модели – сходство изотопного состава кислых и основных вулканитов – имеет удовлетворительное объяснение и в рамках модели анатексиса (генерация кислых магм при плавлении молодых базитовых андерплейтов – [Cleverly et al., 1984; Lightfoot et al., 1987]; см. также раздел 5.2.4). Учитывая изложенные выше обстоятельства, автор настоящей работы присоединяется к мнению, что *главным процессом, отвечающим за генерацию аномальных объемов кремнекислых магм, является плавление вещества континентальной коры*. Участие AFC-процесса возможно и даже весьма вероятно, но лишь в качестве дополнительного фактора.

Модель корового анатексиса предполагает, что объем кремнекислых магм, образующихся при плавлении коровых источников, лишь незначительно уступает объему базитовых андерплейтов – главных источников тепловой энергии. При одностадийном андерплейтинге генерация 500 км³ анатектической магмы требует энергии, выделяющейся при остывании и кристаллизации 833 км³ базальтового расплава [Bergantz, 1989]. Следовательно, формирование толщи кислых вулканитов 1 км мощностью, с учетом различной плотности вулканитов и плутонических тел (поправочный коэффициент 0.7) и при условии поступления на поверхность 20% полученных кремнекислых магм, предполагает добавление к коре примерно 8.4 км базитов. Это значение выглядит более или менее правдоподобным, однако и оно требует объяснения с точки зрения тектонических процессов.

6.3.2. Тектонические предпосылки формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма

В качестве тектонических механизмов, приводящих к формированию крупнейших провинций кремнекислого вулканизма, в доступных литературных источниках предлагаются следующие:

- (1) субдукция (при сравнительно пологом наклоне зоны Беньофа);
- (2) подъем мантийного плюма;
- (3) рифтинг, связанный с расколом континента;
- (4) задуговой рифтинг;
- (5) гравитационный коллапс орогена;
- (6) деламинация слэба;
- (7) деламинация субконтинентальной литосферной мантии.

Авторство моделей, предложенных для каждой из рассматриваемых провинций, указано в разделах с 6.1.2 по 6.1.10. Допускается совместное воздействие нескольких из перечисленных выше факторов. Плюмовая модель [Bruhn et al., 1978; Deng et al., 1996] сравнительно непопулярна, в первую очередь из-за линейной формы рассматриваемых провинций, их явной пространственной связи с активными окраинами континентов и "квазисубдукционной" геохимии вулканитов. По этим же причинам большинство сценариев предполагает, что в генезисе подобных провинций прямо или косвенно принимают участие субдукционные тектоно-магматические системы.

Практически никто из исследователей, занимавшихся проблемой генезиса крупных провинций кремнекислого вулканизма, не оспаривает тезис о том, что при формировании подобных провинций первичен мантийный магматизм, а коровый является лишь следствием передачи тепла от остывающих базитовых андерплейтов. Перечисленные выше модели направлены, в первую очередь, на решение двух вопросов:

- 1) с чем связано формирование крупных (сотни тысяч км³) тел мантийных магм у основания коры или внутри коры?
- 2) почему крупные провинции кремнекислого вулканизма формируются на большем удалении от океанического желоба, чем обычные пояса андийского типа (300-1000 км против 200-500 км)?

Причины мощного базитового андерплейтинга, без сомнения, могут быть различными и меняются в зависимости от региональных особенностей. Без глубокого проникновения в материалы по геологическому строению и истории каждой из описываемых провинций попытки судить о достоинствах или недостатках тех или иных моделей выглядели бы несколько самонадеянными. Тем не менее, сравнение провинций по такому признаку, как

продуктивность магматических систем, позволяет взглянуть на данный вопрос поверх регионального контекста, и тем самым немного продвинуться в расшифровке генетических вопросов.

На рис. 6-69 сведены данные об объеме и продолжительности формирования 183 вулканических провинций и отдельных построек [White et al., 2006, с дополнениями]. Точки ОЧВП и провинций, рассмотренных в разделах с 6.1.2 по 6.1.10, образуют на этой диаграмме сравнительно компактную группу, расположенную у окончания тренда субдукционных (андезитовых) провинций. Точки крупнейших базитовых LIP (Тунгусской провинции, Кергелен, Онтонг-Джава и прочих им подобных) группируются в облако, расположенное в стороне от данного тренда. Данный факт логичнее объясняется с позиций гипотезы, предполагающей, что тектоно-магматические системы крупнейших LIP и SLIP принципиально различны между собой. Сходство же параметров SLIP и субдукционных провинций говорит о том, что *субдукционные тектоно-магматические системы в состоянии производить магмы в количествах, достаточных для формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.*

Вулканическая продуктивность (англ. *volcanic output rate*) крупных провинций кремнекислого вулканизма, в данном случае определенная как отношение общего объема твердых продуктов извержений к общей продолжительности формирования (без учета вероятной эпизодичности и без нормирования на размеры провинции), варьирует в интервале от $3 \cdot 10^{-3}$ до $4 \cdot 10^{-2}$ км³ год. Эти значения существенно уступают таковым для наиболее крупных базитовых LIP (1-2 км³ в год).

Поскольку вулканическая продуктивность многих областей, описанных в разделе 6.1, превышает среднюю продуктивность обстановок андийских окраин ($6 \pm 2 \cdot 10^{-3}$ км³ в год – рис. 6-70), то представляется вероятным формирование крупных провинций кремнекислого вулканизма в периоды "вспышек" субдукционного магматизма [de Silva et al., 2015]. Причинами увеличения продуктивности магматических систем могут быть, в частности, изменение угла наклона слэба или усиление растяжения по механизму rollback [Garfunkel et al., 1986]. Не исключено также влияние на объемы магмогенерации факторов, менее склонных к цикличности – таких, как деламинация субконтинентальной литосферы [напр., Zhang et al., 2008] и субдукция спрединговых хребтов с образованием "астеносферных окон" [Ханчук, Иванов, 1999].

Обсуждая вопрос об относительном удалении кремнекислых вулканических поясов от границ плит, отметим следующее. Различие в положении типичных магматических поясов андийского типа и крупных провинций кремнекислого вулканизма не является принципиальным. И в тех, и в других значительная часть вулканических центров располагается,

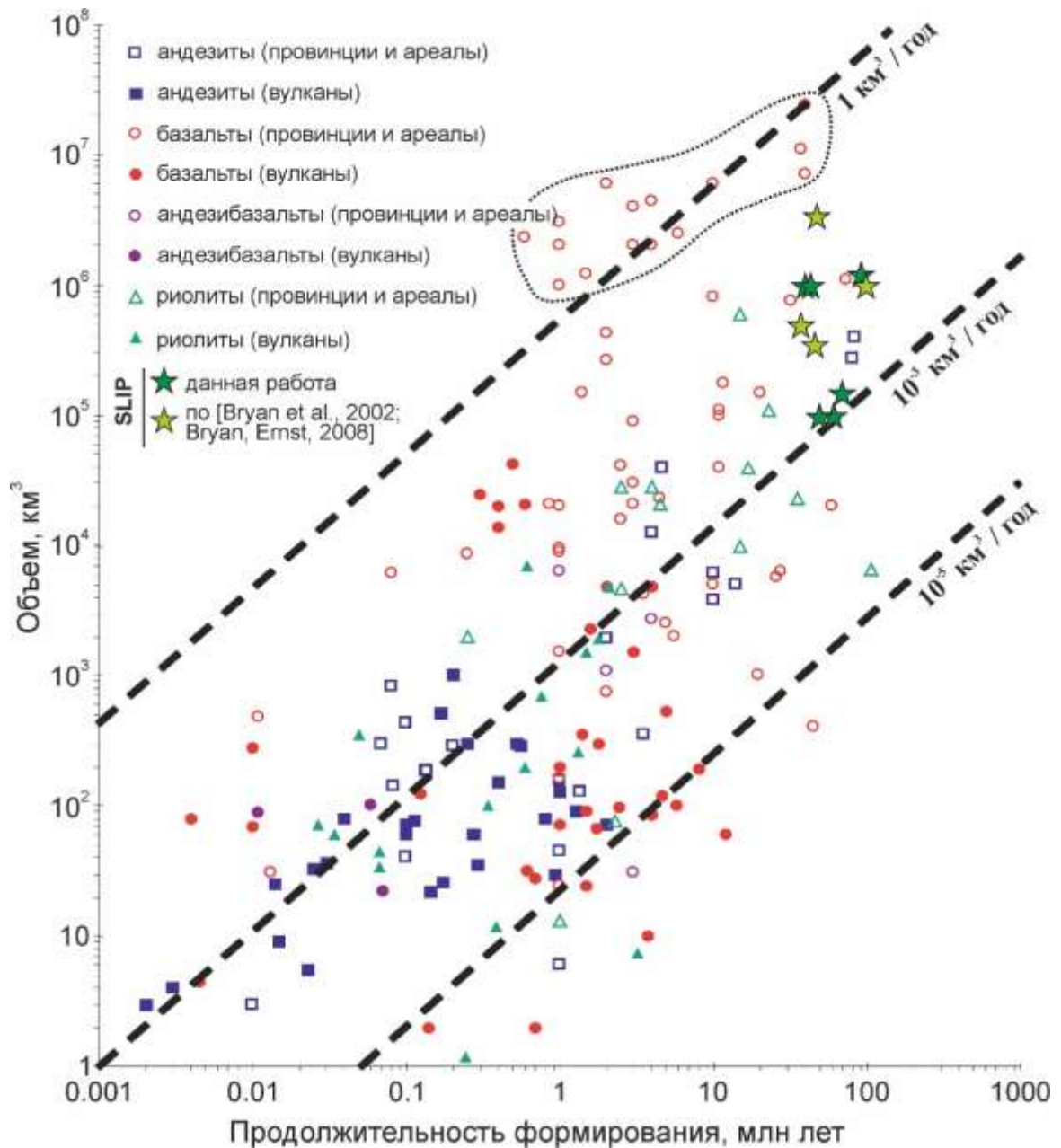


Рис. 6-69. Диаграмма, показывающая зависимость между объемом и продолжительностью формирования вулканических провинций, а также отдельных ареалов и вулканических построек [White et al., 2006, с дополнениями]. Точки крупных провинций кремнекислого вулканизма (SLIP) показаны в соответствии с данными таблицы 6-1. Точечной линией показана область крупнейших базитовых LIP. Комментарии см. в тексте.

или располагалась согласно принятым реконструкциям, в 300-500 км от глубоководного желоба. Исключение составляют некоторые из моделей, предложенных для провинций Уитсанди и Большого Хингана; эти модели не предполагают прямой связи провинций кремнекислого вулканизма с конвергентными границами плит (см. выше). В таких вулканических поясах, как ОЧВП, Кеннеди, Девонский пояс Казахстана, Восточно-Сихотэ-Алинский и Западная Сьерра-Мадре, мощные толщи кремнекислых пород налегают на андезитовые и гранитоидные комплексы, связь которых с субдукционными окраинами не

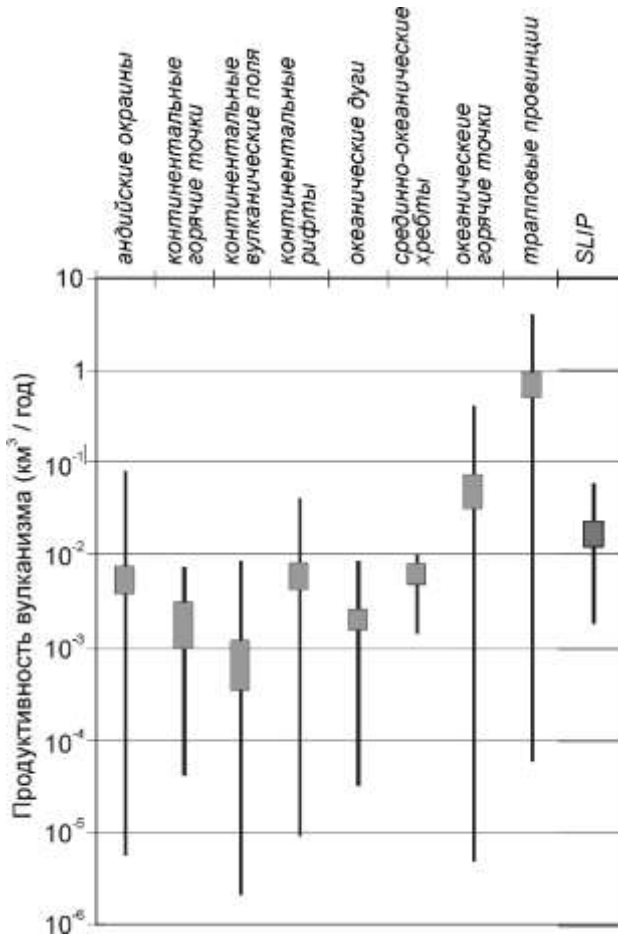


Рис. 6-70. Продуктивность вулканизма различных тектоно-магматических систем [White et al., 2006, с дополнениями]. Серые прямоугольники – среднее значение $\pm 1s$, черные линии – полный диапазон значений продуктивности. Для SLIP использованы данные из таблицы 6-1.

вызывает сомнений. Однако поля кремнекислых вулканических пород иногда распространяются на расстояние до 1000 км от желоба, что далеко превышает возможные значения для субдукционных вулканических центров, даже при очень пологом погружении слэба [Tatsumi, Eggins, 1995]. Из возможных причин смещения крупных областей кремнекислого вулканизма вглубь континента (относительно обычного положения субдукционных вулканических поясов) в литературе упоминаются три:

- (1) связь с задуговыми структурами растяжения [Riley et al., 2001; Bryan et al., 2008];
- (2) связь с деляминацией субконтинентальной литосферы в области, удаленной от активной конвергентной границы плит [Wang et al., 2006; Zhang et al., 2008];
- (3) формирование крупных провинций кремнекислого вулканизма вне прямой связи с процессом субдукции – при гравитационном коллапсе постколлизийного орогена [Meng, 2003; Li et al., 2015] либо в обстановке континентального рифта [Symonds, Willcox, 1989; Bryan et al., 2002].

Модель литосферной деляминации предполагает общий подъем и усиление магматической активности на обширной территории, превосходящей территорию отдельного вулканического пояса. Следы подобных событий установлены в Северо-Восточном Китае, включающем провинцию Большого Хингана [Wu et al., 2005; Wang et al., 2006], но отсутствуют

в большинстве регионов, вмещающих большинство прочих крупных провинций кремнекислого вулканизма. Поэтому данный механизм, вероятно, имеет частный характер. То же самое можно сказать в отношении моделей, отрицающих связь крупных провинций кремнекислого вулканизма с субдукционными системами. Даже если допустить, что в отдельных случаях проявления подобной магматической активности возможны без прямого участия субдукционных процессов, повсеместная приуроченность кремнекислых вулканических поясов к конвергентным границам плит (рис. 6-1, 6-12, 6-30) и геохимические особенности пород (разделы 6.1.2-6.1.10) указывают на то, что в той или иной форме связь между субдукцией и SLIP существует.

Участие процесса задугового растяжения в формировании крупных поясов кремнекислого вулканизма представляется более постоянным фактором. На это указывают два обстоятельства. Во-первых, в некоторых провинциях (Западная Сьерра-Мадре, Кеннеди, местами – в ОЧВП) сохранились структуры, определенно свидетельствующие о растяжении, синхронном с накоплением мощных толщ кремнекислых вулканитов [Ferrari et al., 2002; раздел 2.7.1 настоящей работы]. Во-вторых, генерация значительных объемов кремнекислых расплавов требует столь же значительных объемов базитовых магм, добавленных к континентальной коре (см. раздел 6.3). В то же время, мощность коры под крупными провинциями кремнекислого вулканизма обычно составляет 35-45 км и, как правило, не превышает мощность коры сопредельных внутриконтинентальных областей [напр., Bryan, Ernst, 2008]. Следовательно, наращивание мощности коры за счет процесса андерплейтинга должно компенсироваться, и наиболее правдоподобным механизмом этой компенсации являются деформации растяжения. Относительная редкость задокументированных структур растяжения может объясняться их захоронением под сравнительно молодыми вулканогенными толщами, а также сложностью их выявления при слабой обнаженности и деформациях, связанных с компенсационным погружением и, в некоторых случаях, с наложенными компрессионными событиями. И все же, если опираться только на достоверно установленные факты, то для некоторых крупных провинций кремнекислого вулканизма нет однозначных указаний на формирование в режиме растяжения. Можно лишь утверждать, что ни одна из подобных провинций не формировалась в условиях интенсивного тангенциального сжатия (складчатые деформации, затрагивающие толщи провинции Чон Айке, связаны с более поздними процессами – см. раздел 6.1.3).

Предположительно, переход от накопления "нижних андезитов" к мощным извержениям кремнекислых магм в рассматриваемых провинциях сопровождался латеральным распространением базитовых андерплейтов и связанной с ними области плавления коры (см. раздел 6.3.4, рис. 6-71). Данное предположение согласуется с установленными фактами

миграции вулканизма (разделы 3.5.6, 6.1.8–6.1.10) и с генетической моделью, рассмотренной в разделе 6.3.4.

Таким образом, крупные провинции кремнекислого вулканизма формируются в тектонических обстановках, отнюдь не относящихся к разряду уникальных. Однако обзор вулканических областей Земли показывает, что появление подобных провинций – сравнительно редкое явление, по крайней мере, для фанерозойского интервала времени. В течение последних 550 млн лет на Земле сформировались лишь десять провинций, в которых кремнекислые породы составляют более половины общего объема изверженных пород при общем объеме вулканических пород свыше 100 тыс. км³. Возможно, список подобных провинций можно пополнить, допустив, что некоторые крупные гранитоидные батолиты (типа Ангаро-Витимского) представляют собой корни глубоко эродированных вулканических областей с соответствующими объемно-временными характеристиками. Однако, в любом случае, подобные провинции появлялись в фанерозое гораздо реже базитовых LIP (рис. 6-1) и обычных поясов андийского типа, исчисляемых многими десятками. Отсюда следует вывод: *предпосылки формирования крупных областей кремнекислого вулканизма не исчерпываются одними лишь тектоническими причинами.* Возможное влияние прочих факторов обсуждается в следующем разделе.

6.3.3. Влияние состава коры и термальной истории литосферы на масштабы корового анатексиса

В публикациях, посвященных проблемам формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма [Pankhurst et al., 1998; Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008], в качестве важной генетической предпосылки указывается *повышенное содержание воды в коровом протолите.* Поскольку уровню нижней коры соответствуют РТ-условия, в большей мере отвечающие гранулитовой фации метаморфизма, чем амфиболитовой (особенно, если учесть повышенные значения теплового потока, свойственные областям интенсивной магмогенерации), то роль носителей воды отводится амфиболсодержащим гранулитам. Экспериментальные данные показывают, что амфибол в базитах сохраняет устойчивость до температуры не ниже 1000°C [Lambert, Wyllie, 1972] и, следовательно, его присутствие в гранулитовых комплексах вполне возможно. Также нельзя исключить возможность формирования андерплейтов не у границы Мохо, а выше, внутри коры – в таких случаях возможен непосредственный контакт базитовых магм с комплексами амфиболитовой фации, еще более богатыми водосодержащими минералами.

Предположение о существенной роли воды при формировании крупных областей корового анатексиса выглядит резонным, поскольку, как известно, присутствие воды в системе способно снизить температуру плавления силикатных пород на сотни градусов [Иоханнес,

1988; Best, Christiansen, 2001; Перчук и др., 2015]. Эффективность генерации средних и кислых расплавов за счет плавления амфиболитов подтверждается экспериментально [Roberts, Clemens, 1993; Rapp, Watson, 1995]. Отмечено, что в активных зонах перехода континент-океан доля амфиболитов в коре выше, чем в прочих тектонических обстановках [Rudnick, 1992]. Этот факт связывается с тем, что магмы субдукционных систем содержат больше воды, чем сходные по составу магмы других обстановок [Wilson, 1989; Tatsumi, Eggins, 1995; Фролова, Бурикова, 1997]. Значительная часть воды остается связанной в структуре силикатов и в то время, когда бывшие субдукционные комплексы входят в состав новообразованной континентальной коры. К сказанному можно добавить, что, помимо состава протолита, немалую роль в формировании обширных областей корового анатексиса должно играть *повышенное содержание воды в базитовых магмах* – главном источнике тепловой энергии при плавлении коры. Подавляющее большинство крупных провинций кремнекислого вулканизма (если не все эти провинции) обнаруживают пространственную и генетическую связь с субдукционными тектоно-магматическими системами. Логично предположить, что свойственное мантийным субдукционным магмам повышенное парциальное давление воды скажется и на процессах корового петрогенеза.

Некоторые факты указывают на важную роль в формировании крупных провинций кремнекислого вулканизма еще одного фактора, до недавнего времени обойденного вниманием исследователей. Как видно из диаграммы на рис. 6-68, временной интервал между событием, породившим крупную вулканическую провинцию, и последним магматическим событием, выявленным в структурах фундамента этой провинции, резко различен для провинций кремнекислого вулканизма, рассмотренных в разделе 6.1, и типичных базитовых LIP. Для областей кремнекислого вулканизма продолжительность магматической паузы не превышает 10 млн лет, и нередко сопоставима с погрешностью оценки возраста пород (1-2 млн лет). Для 12 из 14 базитовых LIP, представленных на рис. 6-68, период довулканического затишья гораздо продолжительнее – от 200 до 650 млн лет.

Исходя из представленных выше фактов, автор настоящей работы предполагает, что *одной из ключевых предпосылок формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма является тепловая энергия, унаследованная от предыдущих магматических событий*. Это предположение подтверждается и простейшими расчетами. Плавление 1 кг вещества нижней коры в среднем требует примерно 350 кДж энергии (данные [Annen et al., 2006]), а нагрев этого же вещества на каждые 100°C – 139 кДж. Следовательно, для каждой единицы объема протолита повышение температуры на 250°C относительно значений, соответствующих среднему геотермическому градиенту континентальной коры, дает примерно двукратную экономию энергии, необходимой для плавления, и соответствующее увеличение объема

новообразованной магмы. Скорость остывания нижней коры, за исключением случаев быстрой тектонической экзугмации нижнекоровых комплексов, оценивается в 5-10°C за 1 млн лет [Henk et al., 1997]. Таким образом, континентальная кора, подвергаясь плавлению с образованием крупных гранитоидных плутонов, в течение минимум 20 млн лет после завершения магматического процесса сохраняет тепловую энергию в количестве, достаточном для существенного увеличения объема палингенных магм при повторном плавлении.

Разумеется, для всей рассматриваемой системы степень плавления вещества коры и объем области плавления являются функцией множества переменных, включая теплопроводность коры на разных уровнях, удельную теплоту плавления пород протолита, размер андерплейтов, частоту их внедрения, тепловую энергию радиоактивного распада, содержание воды в протолите и в базитовых магмах, и т.д. [Annen et al., 2006]. Однако даже самые примитивные расчеты, приведенные выше, показывают, что исходное значение температуры протолита способно оказать существенное влияние на объем анатектических магм.

6.3.4. Область плавления в коре – возможный барьер на пути базитовых магм

Численное моделирование процессов корового анатексиса показывает, что объем мантийных магм, так или иначе участвующих в петрогенезе, превосходит объем коровых выплавок [Bergantz, 1989; Annen et al., 2006]. В этой связи резонными представляются два вопроса:

(1) почему в крупных провинциях кремнекислого вулканизма объемная доля вулканитов среднего и основного состава столь незначительна?

(2) почему среди крупных (свыше 100 тыс. км³) вулканических провинций отсутствуют (или, по крайней мере, весьма редки) такие, где доля кремнекислых пород составляла бы от 10 до 50%?

Действительно, несмотря на затруднения, связанные с оценкой общего объема вулканогенных комплексов (см. раздел 4.1), доступные данные позволяют заключить, что в вулканических областях подобного размера доля кремнекислых пород варьирует либо от 0 до 5-10% (базитовые LIP), либо от 50 до 90% (провинции класса SLIP, описанные в разделе 6.1).

Согласно гипотезе, предложенной Р.Дж. Панкхерстом с коллегами [Pankhurst et al., 1998] и в дальнейшем обсуждавшейся в работах С. Брайана [Bryan et al., 2002, Bryan, Ernst, 2008], зона частичного плавления коры, возникающая вблизи кровли крупного базитового тела, выполняет функцию экрана, препятствующего подъему базальтовых магм. Действительно, скачкообразное снижение плотности пород у границы Мохо (мантия – 3.3 г/см³, нижняя кора – 3.05 г/см³) приводит к значительному ослаблению архимедовой силы, стимулирующей подъем магм. Сквозь верхнюю кору со средней плотностью 2.65 г/см³ базальтовые магмы (плотность

2.83 г/см³) поднимаются уже не архимедовой силой, а исключительно вследствие гидростатического напора [Теркотт, Шуберт, 1985]. Подобный механизм подразумевает наличие трещин-магмоводов, которые, в свою очередь, возникают только при хрупких деформациях коры. В области же частичного плавления хрупкие деформации невозможны или крайне затруднены. Система получает обратную связь: область корового анатексиса задерживает базитовые магмы вблизи границы Мохо либо внутри коры, а увеличение размера андерплейта, в свою очередь, ведет к разрастанию области плавления коры. В результате объемные пропорции базитовых и кремнекислых магм, изверженных на поверхность, резко смещаются в сторону последних.

Следует особо подчеркнуть, что обратную связь система получает с момента, когда размер области корового анатексиса и степень плавления вещества в нем достигают некоторой критической отметки. То есть на определенной стадии развития системы незначительное возрастание этих параметров может стать причиной драматического изменения объема коровых магм, изверженных на поверхность. *Существование пороговых значений степени плавления и размера области плавления коры является, по мнению автора данной работы, главной причиной деления крупных вулканических провинций на две группы, резко различающиеся долей кремнекислых изверженных пород.*

В рамках модели, предполагающей существование кремнекислого экрана на пути базитовых магм, можно допустить, что при ограничении доступа к поверхности базитовые андерплейты будут распространяться по латерали. Согласно распространенному мнению [Saunders et al., 2007], базальтовые магмы способны перемещаться вдоль зон с высоким плотностным градиентом (как правило, вдоль основания коры) на сотни километров. Если в тылу вулканического пояса литосфера испытывает растяжение (например, по механизму rollback – [Garfunkel et al., 1986]), то ожидается, что андерплейты будут преимущественно распространяться именно в эту область. При условиях, благоприятных для плавления коры, область анатексиса и связанные с ней кремнекислые вулканогенные толщи будут следовать за разрастающимся андерплейтом. Таким образом, область извержений кремнекислых магм сместится относительно позиции обычных поясов андийского типа, что мы и видим при анализе данных региональной геологии (раздел 6.1). Подобный сценарий схематически изображен на рис. 6-71.

6.3.5. Области кремнекислого вулканизма и катастрофические извержения

Одно из приложений модели, рассмотренной в предыдущем разделе, касается проблемы эпизодичности вулканической активности крупных областей кремнекислого вулканизма. Установлено, что интенсивность вулканизма в таких провинциях крайне неравномерна (см. разделы 3.5.6 и 6.1), и периоды относительного затишья чередуются с периодами извержений,

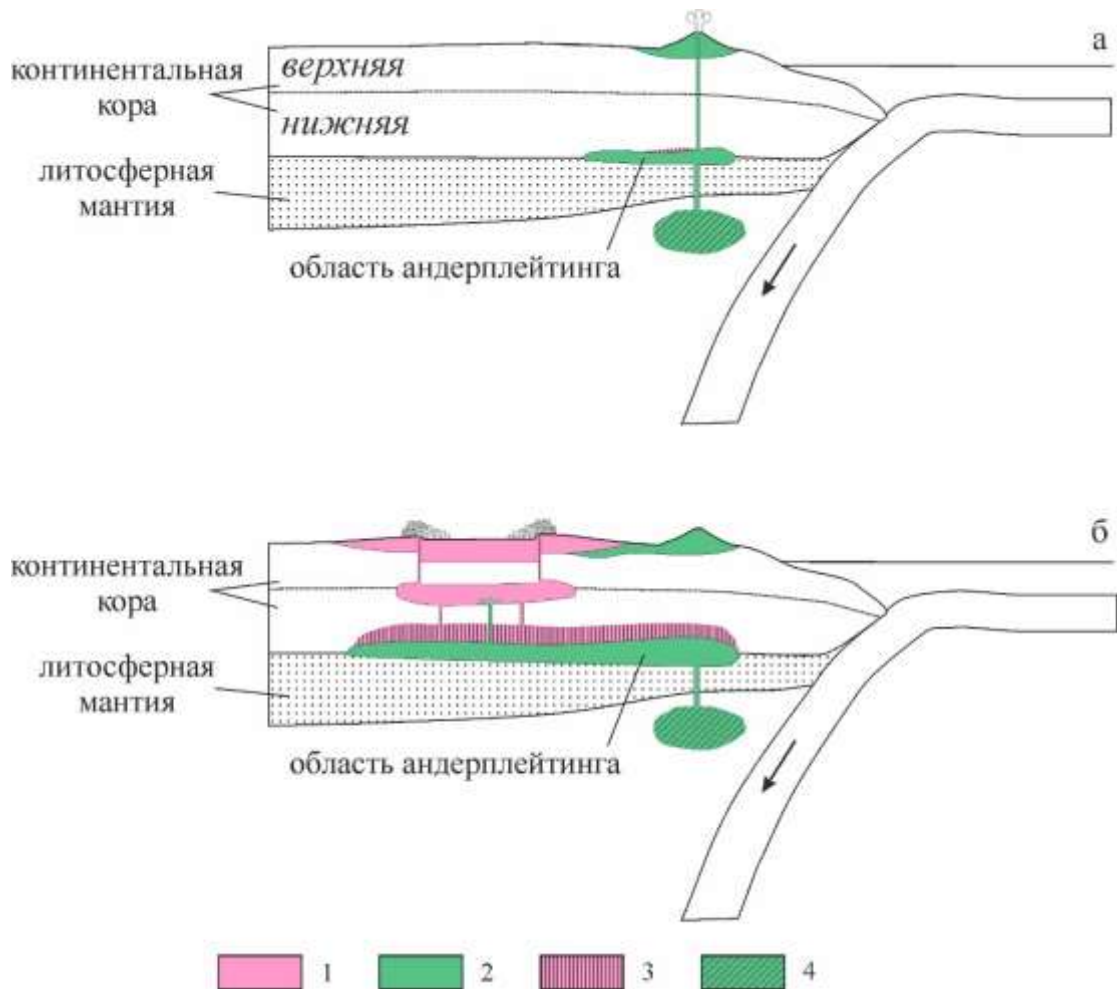


Рис. 6-71. Схема, иллюстрирующая механизм формирования крупной области кремнекислого вулканизма. На ранней стадии (а) активен вулканический пояс андийского типа, с преобладанием изверженных пород среднего и основного состава ("нижние андезиты"). Часть мантийных магм задерживается у границы Мохо, формируя андерплейт. Температурное воздействие базитовых магм способствует частичному плавлению вещества коры. В случае, если размер области частичного плавления коры превышает пороговое значение, очаг кремнекислой палингенной магмы создает экран, препятствующий подъему мантийных магм к поверхности. Это приводит к дальнейшему разрастанию и базитового андерплейта, и коровых очагов (б), при широком проявлении процессов смешения магм. При этом на поверхность поступают преимущественно магмы корового происхождения, извергающиеся с высокой эксплозивностью. Развитие многочисленных внутрикоровых магматических камер приводит к образованию компенсационных структур разного порядка (кальдер и вулканотектонических депрессий). 1 – магмы и вулканы кислого состава; 2 – магмы и вулканы среднего и основного состава; 3, 4 – области магмогенерации в коре и мантии соответственно.

которые без преувеличения могут именоваться катастрофическими. В принятой классификации [Newhall, Self, 1982] наиболее мощным извержениям приписывается показатель эксплозивности (VEI) 8, что подразумевает выброс твердого материала объемом свыше 1000 км^3 за сравнительно короткий промежуток времени, от нескольких суток до нескольких месяцев. Последнее извержение такой силы, имевшее место на нашей планете, случилось в Новой Зеландии (в зоне Таупо) 26.5 тыс. лет назад. Без сомнения, подобное событие, произошедшее в

наши дни на любом из континентов (кроме, пожалуй, Антарктиды), было бы бедствием как минимум регионального масштаба.

Анализ вулканических фаций показывает, что извержения, по силе не уступающие йеллоустонскому, при формировании крупных провинций кремнекислого вулканизма были рядовым явлением. Многие из кальдер, описанных в этих провинциях, выполнены однородным интенсивно спеченным пирокластическим материалом, практически лишенным стратификации, что свидетельствует о накоплении вулканогенных толщ в процессе практически непрерывного извержения. Объем таких кальдер, по оценкам, нередко превышает 1000 км^3 (раздел 2.7.2).

Причины эпизодичности вулканической активности, вероятно, различны. Периоды вспышек и затишья продолжительностью в десятки миллионов лет принято связывать с динамикой субдукционных систем [Gutscher et al., 2000] и / или с вариациями напряженного состояния литосферы [Ducea et al., 2015]. Более мелкая периодичность тоже может быть вызвана внешними причинами. Однако обратим внимание, что следы сравнительно кратковременных (до 2-3 млн лет) вспышек и перерывов в извержениях фиксируются практически во всех областях кислого вулканизма, для которых доступны геохронологические данные соответствующего разрешения [Armstrong, 1970; Charlier et al., 2005; de Silva, Gosnold, 2007]. Это дает основания для предположения, что кратковременные периоды повышенной и пониженной вулканической активности связаны, по крайней мере частично, с *внутренними* причинами, то есть с некоторой самоорганизацией магматических систем.

Один из вариантов объяснения подобной самоорганизации можно предложить, исходя из модели формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма, описанной в разделах 6.3.3 и 6.3.4 настоящей работы. Учитывая то, что сама упомянутая модель еще не прошла проверку численными методами, какие-либо дополнения к ней смотрятся еще более умозрительными. Описание этих дополнений приведено без претензии на роль доказанного положения.

Принципиальная схема, объясняющая эпизодичность активности крупных (а также, возможно, средних по размерам) провинций кремнекислого вулканизма, приведена на рис. 6-72. Внедрение крупных тел базитовой магмы в основание коры, разуплотнение коры в связи с ее частичным плавлением, а также формирование крупных очагов коровых и смешанных корово-мантийных магм (будущих гранитоидных батолитов) способствуют образованию пологого сводового поднятия. Приподнятая верхняя кора испытывает растяжение вследствие воздействия силы тяжести. Нечто подобное испытывают участки литосферы над поднимающимся мантийным плюмом [d'Acromont et al., 2003]. При превышении предела прочности верхнекорового свода, характеризующегося хрупким поведением [Ranalli, 1995], образуется серия трещин. Подъем магм резко ускоряется, с соответствующим усилением

вулканических процессов. Значительная порция магм из среднекоровых периферических камер поступает на поверхность. Амплитуда общего сводового поднятия верхней коры при этом уменьшается, ослабляя приложенное к коре растяжение. При достаточной амплитуде опускания свода магмоводы закрываются, и наступает период вулканического затишья – до момента, когда продолжающаяся подпитка андерплейтов и разрастание очагов в коре не приведут к новой вспышке.

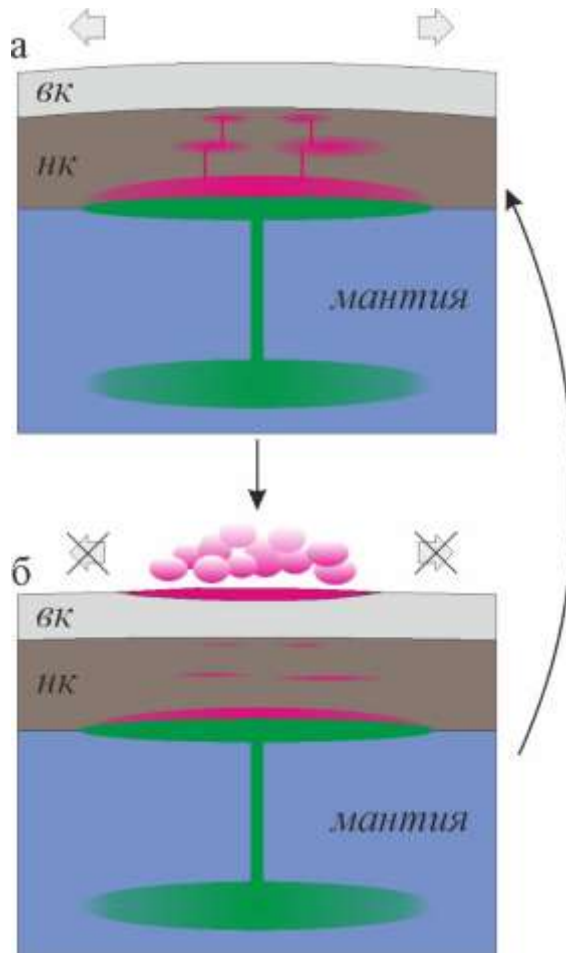


Рис. 6-72. Схема, иллюстрирующая одну из возможных причин эпизодичности активности крупных провинций кремнекислого вулканизма. *БК* и *НК* – соответственно верхняя и нижняя континентальная кора.

а – фаза накопления магм в коровых очагах при росте сводового поднятия и усилении растяжения в верхней коре. *б* – фаза разгрузки коровых очагов, опускания свода и ослабления растяжения. Продолжающаяся подпитка базитового андерплейта и связанная с ней дальнейшая генерация коровых магм стимулирует многократное повторение эпизодов вулканической активности и относительного затишья.

6.3.6. Предпосылки формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма

Результаты обсуждения генетических вопросов, изложенные в разделах 6.3.2-6.3.5, позволяют сформулировать следующие положения о предпосылках формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма.

1. Крупные провинции кремнекислого вулканизма (от 100 тыс. км³ твердых продуктов извержений при доле кремнекислых пород от 50% до 90%) формируются на континентальной коре мощностью не менее 30 км при непосредственном влиянии субдукционных тектоно-магматических систем, в позиции окраинно-континентальных вулканических поясов и/или в зонах тылового растяжения при указанных поясах.

2. К главным предпосылкам формирования подобных провинций следует отнести:

- 1) повышенную (но не обязательно аномально высокую) магматическую продуктивность мантийной субдукционной системы;*
- 2) повышенное содержание воды в нижнекоровых комплексах (например, за счет присутствия амфиболсодержащих гранулитов);*
- 3) продолжительность паузы после предшествующего значимого магматического события, сопровождавшегося плавлением корового субстрата, не более 10 млн лет;*
- 4) условия растяжения или нейтральный тектонический режим.*

Крупные провинции кремнекислого магматизма формируются в пределах активных континентальных окраин там, где создаются условия, наиболее благоприятные для формирования в коре обширной области частичного плавления. Если размеры области корового анатексиса не превышают критического значения, тектоно-магматическая система действует по механизму обычного субдукционного пояса андийского типа [Hildreth, Moorbath, 1988]. Если же в силу тех или иных причин (повышенное содержание воды в коровом протолите, дополнительная тепловая энергия, унаследованная от предшествующего магматического события, адиабатический подъем в обстановке растяжения) коровый очаг оказался достаточно велик, чтобы эффективно задерживать поднимающиеся к поверхности базитовые магмы, тектоно-магматическая система переключается на другой, сравнительно редкий сценарий. В этом случае объемная пропорция между коровыми и мантийными магмами, достигшими поверхности, резко смещается в пользу коровых. Таким образом, вслед за накоплением толщ основного и среднего состава ("нижних андезитов") следуют мощные извержения существенно кремнекислых магм. Доля базитов среди изверженных пород увеличивается только в финальную стадию развития магматической провинции, когда приток магм из мантии сокращается, снижается тепловой поток, и обширная область корового анатексиса прекращает существование. Барьер, ограничивавший базитовым магмам доступ к поверхности, исчезает, и на фоне общего затухания вулканизма формируются толщи "верхних базальтов".

Представленная модель на данном этапе исследований является умозрительной и пока не подтверждена результатами компьютерного моделирования. Вместе с тем, по мнению автора,

эта модель удовлетворительно объясняет ряд наблюдаемых фактов и явлений, и не противоречит общепринятым представлениям о магматических процессах.

6.4. О критериях выделения крупных магматических провинций (LIP)

В заключение хотелось бы обратиться к вопросу из области семантики, лишь косвенно связанному с результатами, представленными в настоящей работе. Речь идет о формальном определении понятия "крупная магматическая провинция", или LIP (Large Igneous Province). Критический анализ определения LIP не входил в число задач, изначально поставленных при подготовке настоящей работы. Однако обстоятельства, открывшиеся при сборе и обобщении материала по крупным провинциям кремнекислого вулканизма, перечисленным и описанным в разделе 6.1, дают основания для некоторых замечаний и рекомендаций.

В начале 1990-х гг, когда аббревиатура LIP появились в печатных изданиях [Coffin, Eldholm, 1992, 1994], данное понятие соотносилось с областями излияния преимущественно базитовых магм, занимающими площадь не менее 100 тыс. км². К этой группе провинций были отнесены, в первую очередь, трапповые области континентов и ряд внутриплитных областей океанов. Впоследствии список крупных магматических провинций пополнился за счет древних областей, значительная часть вулканогенных комплексов которых была эродирована. К LIP были отнесены, в частности, крупные рои даек на древних платформах [Ernst, Buchan, 1997], крупные расслоенные базитовые интрузивы [Cawthorn, Walraven, 1998], а также архейско-раннепротерозойские зеленокаменные прогибы [Prendergast, 2004]. В начале 2000-х гг. было предложено включить в список LIP и ряд провинций с существенно кремнекислым составом вулканических пород [Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008]. Примерно в это же время рекомендовано изменить критерии выделения LIP, заменив фактор площадного распространения вулканических пород на фактор объема (extrusive volume). Целью этой замены являлось исключение из числа крупных магматических провинций областей, в которых сравнительно скромные по объему вулканические комплексы распределены на большой территории. Например, проявления кайнозойского базальтоидного вулканизма Восточной Австралии охватывает площадь свыше 100 тыс. км², но общий объем изверженных пород оценивается лишь в 20 тыс. км³ [Stephenson et al., 1998; Bryan, Ernst, 2008]. Также было предложено исключить из списка LIP области срединно-океанических хребтов (несмотря на весьма высокую продуктивность соответствующих тектоно-магматических систем), акцентировав относительную локальность проявлений вулканизма типичных LIP.

Альтернативный взгляд на определение крупных магматических провинций был предложен Х. Шетом [Sheth, 2007]. В схеме, разработанной этим автором, к LIP отнесены вулканические провинции площадью не менее 50 тыс. км², формирующиеся в любой

тектонической обстановке, включая субдукционные и обстановки срединно-океанических хребтов. Снижение минимальной площади, с которой вулканическая область может считаться крупной, весьма существенно расширило перечень LIP; в один и тот же класс попали провинции, общий объем продуктов извержений в которых различается на три порядка, от первых тысяч до первых миллионов км³. Данная схема подверглась критике [Bryan, Ernst, 2008], и не получила сколь-либо широкого признания.

В настоящее время выражением общего тренда представлений о критериях выделения LIP можно считать работу С. Брайана и Р. Эрнста [Bryan, Ernst, 2008]. Эти авторы предложили определять принадлежность вулканической провинции к классу LIP по пяти показателям:

- 1) площадь выхода вулканогенных комплексов – не менее 100 тыс. км²;
- 2) объем вулканогенных и субвулканических образований – не менее 100 тыс. км³;
- 3) продолжительность формирования – не более 50 млн лет;
- 4) формирование во внутриплитной тектонической обстановке (или внутриплитные геохимические характеристики магм);
- 5) пульсационный характер вулканизма, с извержением более 75% всех вулканитов в течение эпизодов продолжительностью 1-5 млн лет.

Классификационная схема LIP, составленная с учетом перечисленных выше критериев, представлена на рис. 6-2. При всех достоинствах данной схемы, обращает на себя внимание противоречие между внутриплитной обстановкой формирования, предполагаемой для всех LIP, и вполне очевидной связью кремнекислых LIP (SLIP) с конвергентными границами плит. Даже с учетом того, что С. Брайан и Р. Эрнст причислили к SLIP только четыре фанерозойские провинции (Уитсанди, Чон Айке, Кеннеди-Коннорс-Обурн и Западная Сьерра-Мадре), невозможно отрицать ни пространственной связи этих провинций с активными зонами перехода континент-океаноме, ни геохимических особенностей вулканитов, промежуточных между внутриплитными и типично субдукционными (разделы 6.1.2-6.1.5). Вероятно, "внутриплитные геохимические характеристики" были упомянуты С. Брайаном и Р. Эрнстом среди отличительных особенностей LIP именно для того, чтобы в какой-то мере оправдать включение окраинно-континентальных провинций (SLIP) в общий список, при постулируемой внутриплитной природе всех LIP. Если же принять к сведению материалы по вулканическим поясам Азии, весьма сходным со SLIP по ряду ключевых признаков (см. разделы с 6.1.6 по 6.2), то вероятность чисто внутриплитного происхождения подобных провинций становится исчезающе малой.

Просматриваются два пути разрешения указанного противоречия. Первый путь предполагает включение субдукционных провинций в список LIP (что представляется логичным, если принять во внимание, что крупные провинции кремнекислого вулканизма

соответствуют объемно-временным критериям LIP). Второй путь – в качестве главного критерия выделения LIP использовать общую продуктивность магматических систем, и несколько ужесточить критерии отбора. На рис. 6-69, где сведены данные об объеме и продуктивности 170 вулканических провинций, ареалов и отдельных построек, точки пятнадцати крупнейших магматических провинций (объем свыше 1 млн км³ при продуктивности свыше 0.1 км³ в год) образуют облако, обособленное от точек всех остальных областей магматизма. И эти пятнадцать провинций относятся именно к "классическим" внутриплитным базитовым LIP. Данный факт может трактоваться как признак генетической специфики этих пятнадцати провинций, и в таком случае представляется логичным именно их (и только их) относить к классу LIP. По большому счету, понятие "крупная", если брать в расчет именно размеры провинции, не является четко определенным. Дискуссия о границе между крупными и "недостаточно крупными" провинциями выглядела бы бессмысленной, если бы объемно-временные параметры вулканических провинций составляли непрерывный ряд. Ограничение же списка LIP указанными пятнадцатью крупнейшими провинциями, значимо отличающимися от всех прочих, позволяет, с одной стороны, хоть как-то обосновать выбор граничного значения объема, а с другой – сохранить тезис о внутриплитной природе LIP. Для тектоно-магматических систем с меньшими значениями продуктивности и объема фактор тектонической обстановки уже не будет иметь решающего значения.

Дискуссия о критериях выделения LIP, разумеется, носит сугубо терминологический характер. Однако, как было справедливо отмечено еще Декартом, договориться о значении терминов следует прежде, чем приниматься за обсуждение прочих научных задач.

* * *

Приведенные выше результаты сравнительного анализа главных характеристик крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма дают основание для формулировки четвертого защищаемого положения настоящей диссертации:

4. Крупные фанерозойские вулканические провинции, в составе которых доминируют породы кремнекислого состава, формируются при сочетании ряда предпосылок: (1) наличие крупных тел базитовых магм у границы Мохо и / или внутри коры; (2) повышенное содержание воды в нижнекоровом протолите; (3) приуроченность магматизма к участкам континентальной коры, сохранившим тепловую энергию предшествующего магматического события. Резко повышенная объемная доля вулканитов кремнекислого состава в провинциях подобного рода связана с экранирующим воздействием крупных областей частичного плавления коры, препятствующих подъему базитовых магм к поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа является результатом обобщения значительного массива сведений о геологии, геохронологии и геохимии магматических комплексов Северо-Востока Азии, а также включает элементы глобального обзора крупных фанерозойских областей кремнекислого вулканизма. Автор сознается, что выполненное исследование не имело первоначального плана. Первые из поставленных задач были тесно связаны с задачами геологической съемки территории Чукотки, в которой автор принимал участие в 1980-е гг. В дальнейшем, как это часто бывает, одни вопросы провоцировали другие, и со временем работа вышла за рамки регионального исследования, обратившись к некоторым из общих вопросов развития тектоно-магматических систем Земли.

Основные защищаемые положения представлены во введении, а также в главах 3, 5 и 6. По сравнению с результатами обзорных работ прошлого века, существенным моментом, по мнению автора, является привлечение прецизионных методов изотопного датирования (U-Pb определения по цирконам, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения по мономинеральным фракциям санидина, амфибола, биотита) в качестве главного инструмента при геохронологическом изучении областей континентального вулканизма. В главе 3 приведены доказательства того, что указанные методы обеспечили качественный скачок в понимании целого ряда аспектов геологической истории Северо-Востока Азии. И нет сомнения в том, что применение этих методов приведет к значимым открытиям при исследовании других магматических провинций подобного класса.

Среди новых возможностей, открывающимся с использованием прецизионных методов датирования при изучении континентальных вулканогенных толщ, не последнее место занимает возможность полуколичественной оценки вулканической продуктивности тех или иных магматических провинций. Результаты расчетов могут быть уточнены детализацией сведений о мощности вулканогенных толщ. Изучение динамики крупных провинций кремнекислого вулканизма позволяет улучшить понимание механизмов, вызывающих извержения катастрофического характера.

Петролого-геохимические исследования, выполненные при подготовке настоящей диссертации, позволили получить важную информацию об источниках магм Охотско-Чукотского пояса. Изотопно-геохимическая зональность, продольная к простиранию ОЧВП, является следствием неоднородности состава протолита, что указывает на ведущую роль в петрогенезе субконтинентальной литосферной мантии. Сходство изотопных характеристик пород мантийного и корового происхождения наиболее логично объясняется генерацией

коровых магм за счет плавления молодых базитовых андерплейтов. Вариации изотопного состава пород ОЧВП позволяют наметить границы изотопных провинций, соответствующих разновозрастным литосферным блокам.

Говоря о перспективах, хотелось бы особо выделить вопрос о механизме формирования крупных провинций кремнекислого вулканизма, рассмотренный в главе 6. Важным дополнением к проведенному исследованию было бы тестирование предложенной модели с использованием численных методов, что, возможно, определит направление научной деятельности автора в ближайшей перспективе. Кроме того, при подготовке текста диссертации остался в стороне вопрос о месте SLIP в геологической истории Земли: случайно ли то, что формирование большинства провинций, относящихся к этому классу, приурочено к сравнительно узким временным интервалам (карбон-пермь, юра-мел)? И, конечно, весьма насущна проблема влияния SLIP на климат и биосферу, поскольку средняя эксплозивность извержений кремнекислых магм много выше, чем у базальтовых. Учитывая показатели эксплозивности, можно предположить, что по количеству продуктов извержений, выброшенных в атмосферу, SLIP сопоставимы с такими гигантами, как Тунгусская провинция и плато Кергелен, или даже превосходят их.

Не столь глобальным, но также достойным внимания представляется тезис о возможной одновременности заложения ОЧВП на его различных отрезках, рассмотренный в главе 3. От соответствующего защищаемого положения пришлось отказаться, поскольку вывод опирался на результат датирования единственного образца, что представляется недостаточным для сколь-либо серьезных заключений. Получение новых датировок позволит проверить данную модель, которая может иметь важное значение для геодинамических реконструкций Северной Пацифики.

Некоторые из полученных результатов (в частности, выводы о двухэтапном формировании ОЧВП, а также о существовании нескольких меловых магматических ареалов, завершивших свое развитие до заложения ОЧВП) могут найти практическое применение при металлогеническом районировании Северо-Востока Азии и при выборе участков поисковых работ.

Другими словами, в течение последних 20 лет автор более или менее успешно боролся с искушением расширить список рассматриваемых вопросов и объять необъятное. Направлений дальнейших исследований просматривается много (в данном заключении перечислены лишь наиболее очевидные из них), и автор надеется на участие в их развитии как можно более широкого круга коллег.

Литература

Опубликованная

1. Азбель К.А., Сальменова К.З. Стратиграфия верхнего палеозоя Илийского района. В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 172–177.
2. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 2012. 35 с.
3. Акинин В.В., Апт Ю.Е. Позднекайнозойский щелочнобазитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155–175.
4. Акинин В.В., Ворошин С.В. Интеграция геохронологических баз данных и ГИС для анализа эволюции магматизма на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 5. С. 39–50.
5. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 6. С. 1–10.
6. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т.19. № 2. С. 1–42.
7. Акинин В.В., Ползуненков Г.О. Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска-Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Американо-Арктическом бассейне Арктики // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии (тез. докл.). Хабаровск, 2013. С. 6–9.
8. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Доклады РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
9. Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
10. Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопных данных // Доклады РАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
11. Акинин В.В., Хоуриган Дж., Миллер Э.Л. Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП по результатам Ar-Ar датирования // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока

- Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 82–84.
12. Андреева Н.В., Давыдов И.А., Люскин А.Д. Главный этап интрузивного магматизма Северного Приохотья и его возраст по результатам изотопного датирования. В сб.: Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 175–191.
 13. Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.П., Титов А.В., Трушнин А.В. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
 14. Афанасьева Н.С. Геологическое строение и история формирования Пенжинского прогиба. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Москва, 1973. 21 с.
 15. Афицкий А.И., Палымский Б.Ф. Опорные разрезы айнахкургенской и чимчемемельской свит (нижний мел) в верховьях реки Большого Анюя // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Труды СВКНИИ АН СССР. Вып. 37. Магадан, 1970. С. 100–113.
 16. Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Беляцкий Б.В., Калько И.А., Нагорная Е.В., Читалин А.Ф., Марущенко Л.И. Изотопный состав свинца сульфидов и плагиоклазов золото-молибден-медно-порфириновых месторождений Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // XX симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (12–14 ноября 2013 г.) Тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М: Акварель, 2013. С. 35–37.
 17. Баранов М.А. Покровная тектоника Мырговаамской "впадины" (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 3. С. 17–22.
 18. Бахарев А.Г., Лейер П.У., Гамянин Г.Н., Зайцев А.И. Минералогические особенности и возраст магматических образований Неждановского золоторудного узла // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 209–210.
 19. Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Недра, 1987. 168 с.
 20. Бахтеев М.К., Сенкевич М.А., Юрина А.Л. Палеофлористическое расчленение континентальных осадочно-вулканогенных отложений девона Казахстана // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 82–92.
 21. Белый В.Ф. Актуальные вопросы фитоистратиграфии "среднего" мела Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Препринт, 1988. 33 с.
 22. Белый В.Ф. Дискуссия // Тихоокеанская геология. 1992. № 5. С. 70–71.

23. Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1969^а. 175 с.
24. Белый В.Ф. Вулканогенные образования Чаун-Чукотки // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 91–92.
25. Белый В.Ф. Вулканогенные образования Чаун-Чукотки // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 379–382.
26. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
27. Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1982. № 3. С. 101–109.
28. Белый В.Ф. Обрато намагнитенные породы в разрезе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) – стратиграфического положение и возраст // Доклады РАН. 2002. Т. 386. № 6. С. 798–801.
29. Белый В.Ф. Охотско-Чукотский и Казахстанский краевые вулканические пояса (попытка сравнительного историко-геологического и структурного анализа). В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969^б. С. 75–87.
30. Белый В.Ф. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. т. 16. № 6. С. 92–103.
31. Белый В.Ф. Стратиграфия и возраст вулканических накоплений Охотско-Чукотского пояса // Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межведомственного стратиграфического совещания. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1975. С. 107–108.
32. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука., 1977. 190 с.
33. Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 36–71.
34. Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (масштаб 1 : 1 500000). Магадан: ГУК, 1981. 56 с.
35. Белый В.Ф. Схема тектоники и вулканизма южной части Чаун-Чукотки // Геологический сборник Львовского геологического общества. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1958. № 5–6. С. 264–281.

36. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука., 1978. 215 с.
37. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
38. Белый В.Ф., Гельман М.Л. Об основных типах отрицательных структур в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы I Северо-Восточного петрографического совещания). Магадан, 1968. С. 15–17.
39. Белый В.Ф., Тильман С.И. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геотектоника. 1966. № 2. С. 83–94.
40. Бибилова Е.В., Баадсгаард Х. Sm-Nd изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива // Геохимия. 1986. № 5. С. 601–611.
41. Бибилова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В., Сеславинский К.Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Доклады АН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 434–438.
42. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955. 85 с.
43. Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд // Бюллетень МОИП. 1970. Т. 15 (2). С. 130–151.
44. Богданов А.А. Тектоническая карта СССР (Масштаб 1:10 000 000). М.: ГУГК, 1961.
45. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40. Ст. 1. Строение каледонского срединного массива. Вып. 5, С. 40–68. Ст. 2. Варисийские складчатые системы. Вып. 6. С. 8–38.
46. Богданов Н.А., Тильман С.М. Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма // Тихоокеанская геология. 1990. № 1. С. 20–30.
47. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1 : 5 000 000), М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
48. Богданович К.И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска. Сб. памяти И.В. Мушкетова. СПб: Горный ин-т, 1905. С. 33–64.
49. Богданович К.И. Очерки Чукотского полуострова. СПб: Типография А.С.Суворина, 1901. 240 с.
50. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Минюк П.С. Новые данные Ar-Ar изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Доклады РАН. 1999. Т.369. № 1. С.76–83.

51. Бычков А.Ю. Геохимическая модель современного рудообразования в кальдере Узон (Камчатка). М.: ГЕОС, 2009. 124 с.
52. Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю. Первые данные по изотопии Sm-Nd и Sr мел-палеогеновых гранитоидов Приморья и некоторые вопросы их генезиса // Доклады РАН. 2010. Т. 435. № 3. С. 365–368.
53. Васьковский А.П. О взаимоотношениях триаса и лейаса в южном крыле Иньяли-Дебинской мегасинклинали. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1946. Вып. 2. С. 66–71.
54. Вахрамеев В.А. Верхнемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Известия АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76–87.
55. Вахрамеев В.А. Расчленение и корреляция континентальных отложений по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1982. № 1. С. 58–67.
56. Веймарн А.Б., Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Шмелёв И.В. Палеогеография и палеотектоника фаменского века Казахстана и прилегающих районов востока Южного Урала / Общ. вопр. тектоники. Тект. России. М.: ГЕОС, 2000, с. 77–80.
57. Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез и глобальные события на рубеже франского и фаменского веков // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука. 1993. С. 108–119.
58. Гагиева А.М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. 2014. Том 6. doi:10.2205/2014NZ000122 URL: <http://onznews.wdcb.ru/publications/v06/2014NZ000122/2014NZ000122.pdf> (дата обращения: 12.02.2018).
59. Гагиева А.М. Эндогенные события в позднекембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Магадан, 2013. 24 с.
60. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. 228 с.
61. Гедько М.И. Позднеюрская Уяндино-Ясачненская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 2. С. 262–273.
62. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
63. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание (в 2-х кн.: кн.1. – 548 с., кн.2 – 536 с.) М.: Недра, 1970.

64. Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся оценок возраста / Тр. XVI сес. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Отв. ред. Г.Д. Афанасьев. М.: Наука, 1973. 415 с.
65. Герман А.Б. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики. Труды ГИН, вып. 592. М.: ГЕОС, 2011. 280 с.
66. Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. (Тр. ГИН РАН, Вып. 529). 122 с.
67. Герман А.Б., Спайсер Р.Э. Континентальный мел Северо-Востока Азии и Аляски: сравнение флор и палеоклимата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 60–66.
68. Горбов В.В., Загрузина И.А., Сафронов Д.Н. Геохронологическая типизация некоторых мезозойских интрузивных комплексов Северо-Востока // Магматизм Северо-Востока Азии. (Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания; Ч. 1). Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 96–102.
69. Городинский М.Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки. В кн: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан, 1963. С. 54–66.
70. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
71. Горячев Н.А. Удско-Мургалская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения. В сб.: Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
72. Горячев Н.А., Бялбжеский С.Г. Некоторые проблемы тектоники Северо-Востока Азии в связи с результатами геофизического профиля 2–ДВ // Современное состояние наук о Земле. Международная конференция памяти В.Е. Хаина. М.: МГУ, 2011. С. 50–51.
73. Горячев Н.А., Волков А.В. Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М. Au-Ag оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
74. Гравиметрическая карта России. Масштаб 1 : 5 000 000. Петров О.В., Морозов А.Ф., Липилин А.В., Колесников В.И., Литвинова Т.П., Мясников Ф.В., Эринчек Ю.М., Каминский В.Д. (ред.). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004.
75. Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты позднемелового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 41–57.

76. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
77. Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачненского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1974. С. 50–107.
78. Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е. Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1997. № 1. С. 73–84.
79. Данилов В.Г., Ставский А.П., Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса // Бюллетень МОИП, Отд. Геол. 1984. Т. 59. № 1. С. 44–56.
80. Девятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 62–70.
81. Дербекко И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные лав кислого состава Эзоп-Ямалинской вулcano-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады РАН. 2008а. Т. 419. № 1. С. 95–99.
82. Дербекко И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Доклады РАН. 2008б. Т. 418. № 2. С. 221–225.
83. Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Стратиграфия меловых континентальных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Континентальный мел СССР. Ред. Красилов В.А. Владивосток: Наука, 1990. С.144–156.
84. Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Чинейвеемский сенонский флористический комплекс на Северо-Востоке России (правобережье р. Анадырь) и ее геологическое значение // Доклады Академии наук. 1993. Т. 333. № 4. С. 473–476.
85. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М., Наука, 1999. 123 с.
86. Демин А.М. Этапы формирования Магаданского батолита. Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Вып. 2., 1946. С. 36–47.
87. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Доклады АН СССР. 1992. т. 325. № 5. С. 1039–1043.

88. Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Мамитко В.Р., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П. Первые Rb-Sr даты для гранитоидов Иультинского рудного района Чукотки // Доклады АН СССР. 1986. Т.291. № 4. С.967–971.
89. Еремин Р.А., Ярмолюк В.В. К геологии субвулканических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Доклады АН СССР. 1969. Т. 186. № 6. С. 1377–1379.
90. Ефимова А.Ф. Некоторые палеонтологические находки на Северо-Востоке Азии за последние годы. Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Вып. 10., 1956. С. 173–175.
91. Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандиминова Г.П., Сандимиров И.В. О корректности геохронологической интерпретации результатов Rb/Sr изотопных исследований меловых гранитоидов Центральной Чукотки // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1618–1624.
92. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П. Rb/Sr возрасты гранитоидов Центральной Чукотки – новый взгляд на историю геологического развития региона // Доклады РАН. 2000. Т. 375. № 6. С. 816–819.
93. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандиминова Г.П., Дриль С.И. Изотопное датирование ультракалиевого магматизма Центральной Чукотки: Rb-Sr возраст и геохимические особенности монцитов штока Линкор // Геология и геофизика. 2008, Т. 49. № 4. С. 319–324.
94. Жариков В.А. Основы физической геохимии. М.: МГУ, 2005. 656 с.
95. Жуков Г.А. Схема стратиграфии мезо-кайнозойских осадочных и вулканогенных комплексов восточной части Чукотского полуострова // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 77–78.
96. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 304 с.
97. Жуланова И.Л., Давыдов И.А., Милов А.П. Первые результаты рубидий-стронциевого изохронного датирования метаморфических толщ Северо-Востока // Геологическая интерпретация данных геохронологии: Тез. докл. совещ. Иркутск, 1977. С. 12–14.
98. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. Докайнозойский вулканизм полуострова Тайгонос: геологическая летопись, тектонические обстановки // Чтения памяти академика К.В. Симакова. Тез. докл. Всерос. научн. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 63–64.
99. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
100. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.

101. Загрузина И.А. Возраст золотого оруденения Северо-Востока // Геол. рудн. месторожд. 1970. № 1. С. 79–83.
102. Загрузина И.А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 279 с.
103. Загрузина И.А. О продолжительности формирования мезозойских гранитоидных комплексов в Тихоокеанском обрамлении // Геология и геофизика. 1975. № 10. С. 60–64.
104. Загрузина И.А. Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка) // Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ СО АН СССР, 1965. (Тр. СВКНИИ; Вып. 12). 140 с.
105. Загрузина И.А., Горбов В.В., Шнай Г.К. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока // Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. (Тр. СВКНИИ; Вып. 30). Магадан, 1967. С. 69–79.
106. Загрузина И.А., Матвеев В.Т. Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область // Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. Л.: Недра, 1974. С. 249–259.
107. Загрузина И.А., Мурина Г.А., Шергина Ю.П. Первичный изотопный состав стронция в некоторых магматических породах Северо-Востока СССР // Геохимия. 1979. № 2. С. 198–203.
108. Загрузина И.А., Ненашев Н.И. Основные итоги радиогеохронологических исследований на Северо-Востоке // Магматизм Северо-Востока СССР: Тез. докл. совещ. Магадан, 1968. С. 28–30.
109. Загрузина И.А., Смирнов В.Н. О возрасте магматических и метаморфических образований полуострова Тайгонос // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 219–224.
110. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
111. Захаров М.Н. Верхнемеловые и третичные вулканогенные образования р. Гедана (бассейн р. Армани) // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 100–101.
112. Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов. В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 133–148.
113. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
114. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

115. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990 (в 2-х кн., 328 с. и 334 с.).
116. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М., Савостин Л.А., Ставский А.П. Современная тектоника плит Северо-Восточной Азии в связи с раскрытием Северной Атлантики и Арктического бассейна // Океанология. 1978. № 5. С. 38–47.
117. Изох Э.П., Андреева Н.В., Трушнин А.В. Формирование магматических пород Северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 108–119.
118. Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной геологической карты масштаба 1:50 000 (1:25 000). Л.: Недра, 1986. 160 с.
119. Инструкция по составлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. М.: Недра, 1969. 178 с.
120. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. М.: Роскомнедра, 1995. 244 с.
121. Иоханнес В. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов. В кн.: Мигматиты (под ред. Дж.Р. Эшуорта). Пер. с английского. М.: Мир, 1988. С. 53–109.
122. Исполатов В.О., Тихомиров П.Л., Черепанова И.Ю. Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центрально-Чукотский сектор) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты Тез. докл.. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–161.
123. История поисков Серебряной горы. URL: <http://tfi.chukotnet.ru/Public/agmount/agmount.html> (дата обращения: 15.07.2011).
124. Ичетовкин Н.В., Силинский А.Д., Фадеев А.П. Кайнозойские щелочные базальтоиды бассейнов рек Кананыги и Вилиги (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геология и геофизика. 1970. № 8. С. 122–127.
125. Кабанова О.И., Тихомиров П.Л., Япаскурт В.О. Фенокристы кремнекислых вулканитов северной части Охотско-Чукотского пояса и условия их кристаллизации // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 291–310.
126. Казанский П.А. Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль северного побережья Охотского моря в 1912 г. Известия Геолкома. Т. 32. № 2. СПб., 1913. С. 689–693.
127. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 5 000 000. Редакторы: О.В. Петров, А.Ф. Морозов. М.: Министерство природных ресурсов РФ, 2004.

128. Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л., Торо Дж. О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 1–4.
129. Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие. (Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др.) М.: Недра, 1981. 160 с.
130. Кобылянский Ю.Г., Ичетовкин Н.В. Структуры кальдерного обрушения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970. С. 32–41.
131. Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н. Rb-Sr возраст диорит-порфира Аскет из Мангазейского интрузивного комплекса, Центральная Чукотка // Тезисы докладов IX Международной школы наук о Земле им. Л.Л. Перчука. Одесса: ОНУ им. Мечникова, 2013. С. 79–83.
132. Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М.: Недра, 1967. 332 с.
133. Корольков В.Г., Рудник В.А., Собонович Э.В. О позднепалеозойском-раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива // Доклады АН СССР. 1974. Т. 219, № 6. С. 1441–1444.
134. Короновский Н.В. К проблеме игнимбритов // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1976. № 5. С. 106–120.
135. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
136. Котляр И.Н. Петрология и рудоносность магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Ленинград, 1990. 38 с.
137. Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П. Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
138. Котляр И.Н., Жуланова И.Л. Эндогенные события в геологической истории Северо-Востока России по изотопно-геохронологическим данным // Новые данные по геологии и металлогении Северо-Востока России (тематический обзор работ 1992–1996 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 84–95.
139. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

140. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 25–44.
141. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
142. Котляр И.Н. Русакова Т.Б., Жуланова И.Л. Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По поводу статьи В.В. Акинина и Э.Л. Миллер "Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" (Петрология, Т. 19. № 3. С. 249–290) // Уральский геологический журнал. 2013. № 4 (94). С. 7–35.
143. Кошкин В.Я. Стратиграфия верхнего палеозоя Северного Прибалхашья. В кн.: Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 11–28.
144. Кошкин В.Я., Габай Н.Л., Бекман В.М. К вопросу геодинамики и латеральной зональности карбона – перми Казахстанской системы палеозойд // Проблемы региональной геологии и геофизики Казахстана. Сб. научных трудов КазИМС, Алма-Ата, 1985. С. 103–113.
145. Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск, 2005. 50 с.
146. Кропачев А.П., Щербаков О.И., Васькин О.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Верхояно-Колымская серия. Карта полезных ископаемых. Лист Р-54. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.
147. Кропоткин П.Н., Шаталов Е.Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. I. Геология и геоморфология., вып. 3. М.-Л.: Изд-во ОНТИ, 1936. 147 с.
148. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Замжицкий О.В. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С.33–53.
149. Кулюкина Н.А., Тихомиров П.Л., Япаскурт В.О. Новые данные о петрологии метаморфитов Куэквуньского поднятия (Северная Чукотка) // Вестник МГУ. Сер. 4 Геология. 2013. № 2. С. 31–37.
150. Курчавов А.М. Геодинамическая обстановка проявления девонского континентального магматизма Казахстана и юга Западной Сибири // Геология Казахстана и проблемы Урало-

- Монгольского складчатого пояса (К 50-летию Центр.-Казах. эксп. и 70-летию проф. Ю.А. Зайцева). Тр. лабор. складчатых поясов М.: Изд-во МГУ. 2001. С. 65–73.
151. Курчавов А.М. Зональность орогенного вулканизма и проблемы ее геодинамической интерпретации // Литосфера. 2004. № 3. С. 71–83.
152. Курчавов А.М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). // М.: Наука, 1984. 206 с.
153. Курчавов А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Толкачев М.Д., Исмаилов Х.К., Гранкин М.С., Долгань Ф.В. Первые U-Pb и Sm-Nd данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 547–551.
154. Лебедев Е.Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 254). М.: Наука, 1974. 147 с.
155. Лебедев Е.Л. Меловая флора бассейна р. Ульи // Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межвед. страти-граф. совещ. Магадан. 1975. Магадан: СВКНИИ АН СССР. 1975. С. 126–127.
156. Лебедев Е.Л. Меловые флоры Северо-Востока Азии // Известия РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 85–96.
157. Лебедев Е.Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 10. С. 25–39.
158. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
159. Лебедев М.М., Апрельков С.Е., Ежов Б.В., Ерошко З.М., Харченко Ю.И. Системы островных дуг Корякско-Камчатской складчатой области // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 30–36.
160. Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого, М.И. Райкевич, Б.В. Белой "Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т.6, № 6. С.106–110.
161. Левашова Н.М., Баженов М.Л., Ван дер Во Р., Абражевич А.В. Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским вулканитам Чингизской островной дуги Казахстана и их вклад в представления о тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 266–288.
162. Лобаев В.М. О происхождении и позиции циннвальдитовых лейкогранитов Северного массива Чукотки // Записки ВМО. 1996. № 6. С. 31–37.
163. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В., Шрейдер А.А., Гарагаш И.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Котелкин В.Д., Верниковский В.А. Геодинамическая модель

- эволюции Арктического региона в позднем мезозое—кайнозое и проблемы внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. 2011. № 1. С. 104–115.
164. Ломизе М.Г. Сравнительный анализ Арауканского (Анды) и Охотско-Чукотского вулканических поясов // Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (краткие тезисы Всесоюзного симпозиума). Владивосток, 1976. С. 182–183.
165. Лугов С.Ф. Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 245 с.
166. Лугов С.Ф., Макеев Б.В. Оловоносные рудно-магматические комплексы Северо-Востока СССР // Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С.72–75.
167. Лучицкая М.В, Соколов С.Д., Котов А.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М. позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // Геотектоника. 2015. № 4. С. 3–29.
168. Лучицкая М.В, Соколов С.Д., Моисеев А.В. Этапы позднемезозойского гранитоидного магматизма Центральной Чукотки // Доклады РАН. 2013. Т.450. № 1. С.66–70.
169. Лучицкая М.В, Хуориган Дж., Бондаренко Г.Е. Новые данные SHRIMP U–Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно- и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть п-ова Тайгонос // Доклады РАН. 2003. Т.389. № 6. С.1–5.
170. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. Древние вулканы. М.: Наука, 1971. 383 с.
171. Лычагин П.П. Вулканические формации Южно-Анхойской складчатой зоны. В кн.: Магматизм и оруденение на Северо-Востоке России. Магадан, 1997. С. 17–33.
172. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеевского габброноритового массива (Южно-Анхойская зона). Магадан: Изд-во СВКНИИ РАН, 1991. 47 с.
173. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского массива (Северо-Восток СССР). Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 43 с.
174. Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1977. С. 18–55.
175. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Известия АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–38.

176. Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 295–316.
177. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 253 с.
178. Матвеев В.Т. Схема стратиграфии континентальных отложений Балыгычан-Сугойского района // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 88–90.
179. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. Гл. ред. Цопанов О.Х., ред.: Городинский М.Е, Розенблум И.С., Сосунов Г.М., Ичетовкин И.В., Гельман М.Л. СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.
180. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. Труды лабор. вулканологии АН СССР, 1961. Вып. 20. С. 72–89.
181. Милов А.П. Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 133 с.
182. Минц М.В. Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический факультет, 1972. 180 с.
183. Митрофанов Н.П., Подольский А.М. Корякский вулcano-плутонический пояс // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 23–35.
184. Михайлов В.А. Магматизм вулcano-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. 172 с.
185. Михайлов В.А. Некоторые вопросы динамики вулканизма Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: Вулканогенный мел дальнего Востока (проект 245 "Корреляция неморского мела" международной программы геологической корреляции). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989б. С. 36–42.
186. Михайлов В.А. Стратиграфия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. В сб.: Вулканогенный мел дальнего Востока (проект 245 "Корреляция неморского мела" международной программы геологической корреляции). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989в. С. 14–35.
187. Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулcanoгенного пояса // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 12–24.
188. Моисеева М.Г., Соколова А.Б. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэльской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 45–63.

189. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1997. 180 с.
190. Монтин С.А. Складчато-надвиговые дислокации верхнемеловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1992. № 2. С. 88–91.
191. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. Труды Геологического института РАН, вып. 523. 201 с.
192. Нагорная Е.В. Минералогия и зональность молибден-медно-порфирового рудного поля Находка, Чукотка. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Москва, геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2013. 171 с.
193. Наталкинское золоторудное месторождение. URL: http://nedradv.ru/mineral/places/mineral-bjinfo.cfm?id_obj=f2f5e2370b07304ef3b5b8e491397bdc (дата обращения: 16.09.2011).
194. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
195. Натапов, Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С., Сурмилова Е.П., Дегтярев В.С., Савосина А.К., Артемов А.В., Кац А.Г., Ставский А.П. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–34.
196. Натапов Л.М., Ставский А.П. Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа. // Советская геология. 1985. № 3. С. 70–78.
197. Натапов Л.М., Шульгина В.С. (ред.). Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Л.: Мингео, 1991. 128 с.
198. Некрасов Г.Е. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа // Геотектоника. 1971. № 5. С. 37–44.
199. Некрасов Г.Е. Новая геодинамическая модель Анадырского региона Корякско-Камчатской складчатой области // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Тез. докл. XLIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 85–89.
200. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. Тр. ГИН РАН, вып. 280. М.: Наука, 1976. 158 с.
201. Некрасов Г.Е., Богомолов Е.С. Офиолиты Усть-Бельского террейна (Чукотка) – след позднедокембрийского раскола суперконтинента Родиния в структурах северо-восточного обрамления Сибирского кратона (структурные, петролого-минералогические и изотопные данные) // Доклады РАН. 2015. Т. 461. № 6. С. 685–690.
202. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.

203. Некрасов Г.Е., Макеев А. Ф. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока (запад Корякского нагорья) // Доклады РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 1–4.
204. Ненашев Н.И. Время образования изверженных пород в "продольных" и "поперечных" зонах западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Тр. десятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 252–267.
205. Ненашев Н.И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965. 168 с.
206. Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С. Золото теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 114–144.
207. Николаевский А.А. Глубинное строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Ред.: Гайский В.Н., Каратаев Г.И., Кауфман А.А., Моисеенко Ф.С., Пузырев Н.Н., Сурков В.С. Новосибирск: Наука, 1967. С. 137–148.
208. Новые данные по геологии рудных районов востока СССР. Ред.: Константинов Р.М., Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Руб М.Г. М.: Наука, 1969. 299 с.
209. Обручев С.В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии // Проблемы советской геологии. 1934^a. Т. 2. № 6. С. 182–200.
210. Обручев С.В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии // Проблемы советской геологии. 1934^b. Т. 2. № 7. С. 3–16.
211. Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии // Труды 17-ой сессии Международного геологического конгресса. 1937. Т. 5. М.: ГОНТИ, 1940. С. 211–218.
212. Оксман В.С. Тектоника коллизинного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
213. Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
214. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 306 с.
215. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.

216. Парфенов Л.М. Некоторые новые аспекты изучения гранитных батолитов // Геология и геофизика. 1980. № 12. С.147–150.
217. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т.14. № 6. С. 32–43.
218. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
219. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика, 1999. Т.40. № 11. С.1563–1574.
220. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 199–255.
221. Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Сазонова Л.В., Тихомиров П.Л., Плечов П.Ю., Шур М.Ю. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. Учебное пособие. М.: КДУ, 2015. 472 с.
222. Петрищевский А.М. Глубинные структуры земной коры и верхней мантии Северо-Востока России по гравиметрическим данным // Литосфера. 2007. № 1. С. 46–64.
223. Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинов М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А. Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
224. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2009. 200 с.
225. Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 109–111.
226. Полевой П.И. Геологические исследования бассейна р. Анадырь. Известия Геолкома. Отчет за 1912 г. Т. 32. № 1. СПб., 1913. С. 480–501.
227. Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэм-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 228 с.
228. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселев В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Баринов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Двухэтапность

- становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // Доклады РАН. Сер. геол. 2014. Том 459. № 1. С. 67–72.
229. Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И., Веливецкая Т.А., Владимирова Т.А., Ильина Н.Н. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // Доклады РАН. Сер. геол. 2016. Том 468. № 5. С. 566–571.
230. Полин В.Ф., Молл-Столкап Э.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.
231. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимова Н.И., Сандимирова Г.П. Пантеллерит – комендит – щелочно-гранитная ассоциация палеогеновой бимодальной формации Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 388–393.
232. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В., Сандимиров И.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные // Доклады РАН. Сер. геол. 2013. Том 448. № 2. С. 181–187.
233. Похиалайнен В.П. К вопросу о возрасте валижгенской свиты и валижгенской флоры // Валижгенская свита и ископаемая флора мыса Конгломератового (Северо-Западная Камчатка). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 27–33.
234. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
235. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Дж., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы I Международной конференции. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008^a. С. 306–308.
236. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Трунилина В.А., Бахарев А.Г., Вуден Дж. Гранитоиды Главного батолитового пояса (северо-восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные, геодинамические следствия // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2008^b. т. II. С. 284–285.
237. Рабинович Ф.К. Верхнемеловые и третичные отложения Охотско-Колымского края. Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геология и геоморфология. Вып. 7. Изд-во ОНТИ НКТП СССР, 1936. 70 с.

238. Раген Э. Геология гранита. Пер. с. фр. М., Недра, 1979. 327 с.
239. Радзивилл А.Я., Палымский Б.Ф. Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Анюйско-Анадырского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1972. Вып. 20. С. 141–151.
240. Райкевич М.И. Магнитостратиграфические исследования меловых вулканогенных пород бассейна р. Энмываам (Центрально-Чукотский сектор ОЧВП) // Магнитостратиграфические исследования фанерозоя. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1995. С. 17–30.
241. Решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (стратиграфические схемы). Магадан, 1978. 122 с.
242. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 267 с.
243. Романов Б.И., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Карта полезных ископаемых. Лист О-53. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012.
244. Русаков И.М., Флорова З.В., Бондаренко Н.С., Васильева Г.А., Кац А.Г., Кореньков Г.П., Николаев Ю.Т. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 129–133.
245. Русакова Т.Б. Позднеюрско-неокомовый вулканизм Северного Приохотья: геология, тектоническая обстановка, рудоносность // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 5. с. 53–67.
246. Самылина В.А. Аркагагинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
247. Самылина В.А. Корреляция континентальных меловых отложений Северо-Востока СССР // Сов. геология. 1986. № 6. С.43–53.
248. Самылина В.А. О меловой флоре Аркагагинского угленосного бассейна // Доклады АН СССР. 1962. Т. 147. № 5. С. 1157–1159.
249. Самылина В.А. О последних этапах развития растительности раннего мела на Северо-Востоке СССР // Палеонтологический журнал. 1967. № 2. С. 99–106.
250. Самылина В.А. Этапы развития флоры Северо-Востока Азии в меловом периоде // Ботан. журн. 1987. Т.72, № 4. С.417–426.
251. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 99 с.
252. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.

253. Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // Доклады РАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226–231.
254. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb-(SHRIMP)-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 1. С. 84–91.
255. Сахно В.Г., Григорьев Н.В., Курашко В.В. Геохронология и изотопно-геохимическая характеристика магматических комплексов золотосеребряных рудно-магматических структур Чукотского сектора Арктического побережья России // Доклады РАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 297–303.
256. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Баринов Н.Н., Лызганов А.В., Кузнецов Ю.А. Монцитонитоидный магматизм золоторудного месторождения Глухое: изотопное датирование (U-Pb, SHRIMP), петро- и микроэлементный состав и особенности благородно-металльной минерализации (Приморье) // Доклады РАН. 2015. Т. 465. № 3. С. 329–337.
257. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алия Приморья: U-Pb-датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Доклады РАН. 2016. Т. 466. № 6. С. 692–698.
258. Сахно В.Г., Полин В.Ф. Охотско-Чукотский вулканический пояс. Центрально- и Восточно-Чукотский секторы // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 238–259.
259. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столцап Э.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Доклады РАН. Сер. геол. 2010^а. Т. 434. № 3. С. 365–371.
260. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. U-Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золото-серебряного месторождения (Южное Приморье) // Доклады РАН. 2010^б. Т. 433. № 2. С. 219–226.
261. Сейтмуратова Э.Ю. Позднепалеозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Жонгаро-Балхашской складчатой области (стратиграфия, геолого-петрологические особенности). Алматы, 2002. 254 с.
262. Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Доклады АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.

263. Сидоров А.А. Золото-серебряная формация Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1974. 286 с.
264. Сидоров А.А. Золото Чукотки // Вестник ОГГГГН РАН, 1999. № 4(10). С. 106–109.
265. Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 512–527.
266. Сидоров А.А., Чехов А.Д., Волков А.В., Алексеев В.Ю. О металлогении внутренней и внешней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Доклады РАН. 2011. Т. 438. № 4. С. 500–505.
267. Симонов А.П., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры Северо-Востока России по опорному профилю 2–ДВ // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 27–31.
268. Скринник Л.И., Сенкевич М.А. Формации и зональность девонского вулканического пояса Казахстана // Геология Казахстана. 1996. №4. С. 23–43.
269. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Известия АН СССР. 1946. № 2. С. 13–28.
270. Снятков Л.А., Васьковский А.П. Геологическая карта части Охотско-Колымского края: объяснительная записка. Материалы по изучению Охотско-Колымского края: Сер. 1. Геология и геоморфология / Гострест Дальстрой. - Л.; М.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938. 70 с.
271. Снятков Л.А., Снятков Б.А. Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 203–223.
272. Соколов А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.
273. Соболев Э.В., Искандерова А.Д., Корольков В.Г. и др. Раннеархейский возраст пород Тайгоносского и Омолонского массивов Тихоокеанского подвижного пояса // Геологическая интерпретация данных геохронологии: Тез. докл. совещ. Иркутск, 1977. С. 10–11.
274. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
275. Соколов С.Д. Общие закономерности развития активных окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое // Доклады РАН. 1994. Т.336. № 2. С.234–237.
276. Соколов С.Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
277. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сутуры (Западная Чукотка) // Доклады РАН, 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.

278. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пасифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. Труды ГИН РАН. Вып. 515. С. 30–84.
279. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
280. Соколов С.Д., Григорьев В.Н, Зинкевич В.П, Казимиров А.Д., Крылов К.А., Пейве А.А, Цуканов Н.В. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111–119.
281. Соколов С.Д., Диденко А.И., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
282. Соколов С.Д., Лагабриель И., Жерар Ж.-К., Базылев Б.А. Положение ультраосновных пород в разрезе горы Длинной (Пенжинский район, Северо-Восток России) и их тектоническая интерпретация // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. № 6. С. 50.
283. Соколов С.Д., Тучкова М.И, Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анхойской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
284. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 2005. 49 с.
285. Сперанская И.М. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1964. Вып. 17. С. 122–133.
286. Сперанская И.М. Игнимбриты в вулканогенных толщах северного побережья Охотского моря и вопросы их происхождения. В кн.: Туфолавы и игнимбриты. (Тр. Лабор. вулканол. Вып. 20). М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 30–42.
287. Сперанская И.М. Кайнозойская формация платобазальтов северного побережья Охотского моря // Геология и геофизика. 1962. № 2. С. 25–41.
288. Сперанская И.М. К вопросу о стратиграфическом расчленении меловых вулканических формаций юго-западной части Охотско-Чукотского пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. Вып. 16. С. 67–89.
289. Сперанская И.М. Меловой вулканизм Охотского пояса Северо-Востока СССР. В кн.: Проблемы вулканизма, Ереван, 1959. С. 151–154.
290. Сперанская И.М. Структурно-формационное районирование в металлогенических целях на примере юго-западной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. В кн.:

- Магматизм Северо-Востока СССР (Тезисы I Северо-Восточного петрографического совещания). Магадан, 1968. С. 22–23.
291. Сперанская И.М. Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса // Известия АН СССР. Сер. геол. 1967. № 9. С. 54–69.
292. Сперанская И.М., Печерский Д.М. Об условиях образования разных типов игнимбритов // Магнитные свойства изверженных пород. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9). Магадан: Кн. изд-во, 1964. С. 181–191.
293. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Со-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.
294. Стружков С.Ф. Закономерности размещения и основы прогноза золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 2003. 48 с.
295. Стружков С.Ф., Константинов М.М. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный Мир, 2005. 318 с.
296. Сурков В.С., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Мигурский А.В., Соболев П.Н., Кузнецов В.Л. Глубинное строение юго-западной части Охотско-Чукотского региона по результатам комплексных геолого-геофизических исследований вдоль геотраверса 2–ДВ // Разведка и охрана недр. 2007. № 8. С. 63–67.
297. Таусон Л.В., Плюснин Г.С., Захаров М.Л., Сандимирова Г.П. О генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба по изотопным данным (Охотско-Чукотский пояс) // Геохимия. 1978. № 2. С. 199–205.
298. Тевелев Ал.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Диссертация на соискание степени доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2003. 345 с.
299. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Позднепалеозойский вулканизм Южно-Токрауской впадины // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: "Наука", 1988. С. 181–192.
300. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. Ред. Марков М.С., Пущаровский Ю.М., Тильман С.М., Федоровский В.С., Шило Н.А., М.: Наука, 1980. 285 с.
301. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1: 5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
302. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
303. Теркотт Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Наука, 1985. 730 с.
304. Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 95–98.

305. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 5. С. 1220–1222.
306. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд Тихоокеанского кольца. Новосибирск. 1973. 326 с.
307. Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 6–17.
308. Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2500000). Труды СВКНИИ СО АН СССР. Вып. 33. Магадан, 1969. 79 с.
309. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6. С. 15–29.
310. Тихомиров В.Г. Палеозойский магматизм и тектоника Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. 148 с.
311. Тихомиров П.Л. Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Сер. геол. 2010. Т. 434. № 5. С. 673–676.
312. Тихомиров П.Л. Вулканогенные образования Центральной Чукотки: неоднородность тектонического строения и некоторые проблемы стратиграфии и металлогении // Вестник РУДН. Серия "Геология и разведка полезных ископаемых". 1996^б. № 1. С. 19–22.
313. Тихомиров П.Л. Магматические индикаторы рудоносности вулканоструктуры (на примере Мраморного рудного узла, Чукотка) // Записки ВМО. 1995. № 4. С. 43–51.
314. Тихомиров П.Л. Петрология гранитоидов Телекайского рудного района (Центральная Чукотка). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Москва, Санкт-Петербург. 1998. 216 с.
315. Тихомиров П.Л. Рудоносные вулканоструктуры Мраморного рудного узла (Чукотка) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1996^а. № 6. С. 56–68.
316. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Vol.14. № 5. С. 67–81.
317. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Доклады РАН. Сер. геол. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.

318. Тихомиров П.Л., Исполатов В.О. Данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологии и проблема возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерогения континентальных окраин Севера Пацифики: в 3-х т.: Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Шилов (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3–6 июня 2003 г. Т.1. С.140–141.
319. Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяси К., Накамура Э. Тытыльвеевский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. т. II. С. 239–241.
320. Тихомиров П.Л., Курчавов А.М., Васюкова О.В. Среднедевонский вулканизм Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и Чингизского мегантиклинория (Центральный Казахстан): сравнительная характеристика и геодинамическая интерпретация. В сб. "Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса. К 50-летию Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ и 70-летию профессора Ю.А. Зайцева." М.: Изд-во МГУ, 2001. С.79–95.
321. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии: геохимия, состав породообразующих минералов и условия формирования. // Вестник МГУ, Сер. геол. 2006. Ст. 1 – геология, петрография и геохимия. № 5. С. 13–20.
322. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В. Меловые гранитоиды Северо-Востока Азии: геохимия, состав породообразующих минералов и условия формирования. Статья 2 – состав минералов и условия кристаллизации // Вестник МГУ, Сер. геол. 2006. № 6. С. 9–15.
323. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов // Доклады РАН. Сер. геол. 2011. Т. 440. № 4. С. 507–510.
324. Тихомиров П.Л., Назаревич Б.П. Триасовый магматизм восточной части Скифской плиты // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2001. Т. 76. № 5. С. 55–68.
325. Тихомиров П.Л., Правикова Н.В. Возраст Удско-Мургальского вулканического пояса (Северо-Восток Азии): первые SHRIMP U-Pb даты по цирконам // Современное состояние наук о Земле. Международная конференция памяти В.Е. Хаина. М., МГУ, 2011. URL: <https://istina.msu.ru/publications/article/7557364> (дата обращения: 22.12.2017).
326. Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
327. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. // Под ред. С.С. Зинина, И.Н. Говорова, В.Г. Сахно. М.: Наука, 1991. 262 с.

328. Тучков И.И. Среднелейасовый аммонит с северо-восточного побережья Охотского моря (бассейн р. Вилиги). Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1946. Вып. 2. С. 62–65.
329. Тучков И.И. Новая стратиграфическая схема верхнего триаса и юры Северо-Востока СССР // Известия АН СССР. Сер. геол, 1957. № 2. С. 111–119.
330. Умитбаев Р.Б. Опыт изучения и классификации вулканогенных структур Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне. (Тезисы докладов III Всесоюзного вулканологического совещания). Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1969. С. 55–56.
331. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.
332. Устиев Е.К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1949. Вып. 4. С. 30–51.
333. Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций. В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 161–182.
334. Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Советская геология. 1959. № 3. С.3–26.
335. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 35–58.
336. Фаррар Э. Термальное перерождение гранитоидных пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в палеогене по результатам $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ датирования // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С.109–114.
337. Федоров Т.О. Вулcano-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана // Доклады АН СССР. 1965. Т. 165. № 3. С. 657–659.
338. Федоров Т.О., Беляев О.Е., Завражнов В.Н. Первичные формы залегания и проблемы происхождения девонского вулканического пояса Казахстана. В кн.: Московская школа геологов в Казахстане (К 45–летию ЦКЭ геол. ф-та МГУ). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996, с. 60–66.
339. Федотов С.И. Меловые и нижнетретичные вулканогенные образования Охотского района // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 99–100.

340. Филатова Н.И. Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98–115.
341. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
342. Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.
343. Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 23–32.
344. Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Роль кислого вулканизма в формировании ОЧВП // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1974. № 1. С. 12–25.
345. Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Цукерник А.Б. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (бассейны Пенжины, Еропола, Анадыря) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 67–82.
346. Филатова Н.И., Лебедев Е.Л. Сенонские отложения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С. 111–114.
347. Филиппова Г.Г. О возрасте меловых флористических комплексов Верхояно-Охотско-Чукотского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2009. № 2. С. 14–22.
348. Филиппова Г.Г. Открытие сенонской флоры по р. Гребенка (правобережье р. Анадырь) // Колыма. 1989. № 11. С. 8–10.
349. Филиппова Г.Г. Палеоботаническая характеристика континентальных отложений сеномана среднего течения р. Анадырь // Доклады АН СССР. 1978. Т. 239. № 1. С. 165–168.
350. Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12–23.
351. Филиппова Г.Г. Стратиграфия и возраст континентальных отложений Центральной и Восточной Чукотки // Тихоокеан. геол. 2001. Т. 20. № 1. С. 85–99.
352. Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
353. Фирсов Л.В. Абсолютный возраст гранитоидов полуострова Тайгонос // ДАН СССР. 1965. Т. 162, №2. С. 414–417.
354. Фирсов Л.В. Возрастной диапазон и время кульминации гранитоидного магматизма Чукотки // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным на 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 368–379.
355. Фирсов Л.В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных пород колымского комплекса на Северо-Востоке СССР // Колыма. 1959. № 9. С. 24–26.

356. Фирсов Л.В. О мезозойском магматизме Северо-Востока СССР в свете определений абсолютного возраста // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1960. № 10. С. 12–20.
357. Фирсов Л.В. О позднемезозойских магматических фазах Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1962. Т. 142. № 6. С. 1381–1383.
358. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 286 с.
359. Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 592 с.
360. Фремд Г.М., Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 150 с.
361. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
362. Фугзан М.М., Бибилова Е.В., Шуклоюков Ю.А. Первые результаты изотопного датирования древнейших метаморфических комплексов методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: Тез. докл. совещ. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985. С. 86–87.
363. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
364. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
365. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко И.В., Игнатъев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 82–93.
366. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.
367. Чернышев И.В., Шпикерман В.И. Изотопный состав рудного свинца как отражение блокового строения центральной части Северо-Востока Азии // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 530–533.
368. Чертовских Г.Н. Стратиграфия верхнемеловых-третичных вулканогенных отложений центральной части Охотско-Колымского водораздела // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 98–99.
369. Шило Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1979. Т. 2. С. 12–28.
370. Шпетный А.П., Ичетовкин Н.В., Кайгородцев Г.Г. Магматические комплексы Северо-Востока СССР и их положение в геологических структурах // Магматизм Северо-Востока

- Азии. (Труды Первого Сев.-Вост. петрографического совещания; ч. 1). Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 25–38.
371. Шпикерман В.И., Чернышев И.В., Агапова А.А., Троицкий В.А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 36 с.
372. Шужанов В.М. Формации девона. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука, 1984. 224 с.
373. Щепетов С.В. Среднемеловая флора правобережья р.Анадырь. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 161 с.
374. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.
375. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 160 с.
376. Якушев И.Р. Стратиграфия мезозойской эффузивно-туфовой серии побережья Тауйской губы // Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. Тезисы докл. Магадан, 1957. С. 78–80.
377. Ярмолюк В.В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 103 с.
378. Ague J.J., Brimhall G.H. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: Effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. Vol. 100. P. 912–927.
379. Aguillon-Robles A., Tristan-Gonzales M., Aguirre-Diaz G.J., Lopez-Doncel R.A., Bellon H., Martinez-Esparza G. Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2014. Vol. 276. P. 152–172.
380. Aguirre-Díaz G., Labarthe-Hernández G. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting // *Geology.* 2003. Vol. 31. N. 9, P. 773–776.
381. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L., (Eds.) *Tectonic evolution of the Bering Shelf -Chukchi Sea – Arctic Margin and adjacent landmasses.* Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper. 2002. Vol. 360. P. 147–165.
382. Akinin V.V., Layer P.W., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk

- Segment) // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI // Stone D.B., Grikurov G.E., Clough J.G., Oakey G.N., Thurston D.K. (Eds.). Sankt-Petersburg, VSEGEI, 2014. P. 171–193.
383. Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON2.0 // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2012. Vol. 14, EGU2012–3876. URL: <http://adsabs.harvard.edu/abs/2012EGUGA..14.3876A> (дата обращения: 28.09.2017)
384. Akinin V.V., Miller E.L., Wooden, J.L. Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait region: Linking deep and shallow processes in extending continental crust // GSA Special Paper. 2009. Vol. 456. P. 39–68.
385. Allen C.M., Williams I.S., Stephens C.J., Fielding C.R. Granite genesis and basin formation in an extensional setting: the magmatic history of the northernmost New England Orogen // Australian Journal of Earth Sciences. 1998. Vol. 45. P. 875–888.
386. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages // The Geological Society of America Special Paper. 2014. Vol. 506., P. 29–57.
387. Amato J. M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova, M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. Vol. 11(5). P. 1530–1564.
388. Andersen D.G, Lindsley D.H., Davidson P.M. QUILF: a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz // Computers & Geosciences. 1993. Vol. 19. I. 9. P. 1333–1350.
389. Anderson J. L. Status of thermobarometry in granitic batholiths // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1996. Vol.87. P. 125–138.
390. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // Am. Miner. 1995. Vol. 80. P. 549–559.
391. Annen C., Blundy J.D., Sparks R.S.J. The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. P. 505–539.
392. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. Vol. 42 (Supplementary 1). P. S1–S157.
393. Armstrong R.L. Geochronology of Tertiary igneous rocks, eastern Basin and Range Province, western Utah, eastern Nevada, and vicinity, U.S.A // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. Vol. 34. Issue 2. P. 203–232.

394. Bain J.H.C., Draper J.J. North Queensland Geology. Australian Geological Survey Organisation Bulletin 240, and Queensland Department of Mines and Energy Queensland Geology 9. Canberra, 1997. 600 p.
395. Baker P.E., Rea W.J., Skarmeta J., Caminos R., Rex D.C. Igneous history of the Andean cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S // *Philos. Trans. R. Soc. London*. 1981. Vol. A 303. P. 105–149.
396. Baksheev I.A., Prokof'ev V.Yu, Zaraisky G.P., Chitalin A.F., Yapaskurt V.O., Nikolaev Yu.N., Tikhomirov P.L., Nagornaya E.V., Rogacheva L.I., Gorelikova N.V., Kononov O.V. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // *European J. Mineral*. 2012. P. 957–979.
397. Baksheev I.A., Tikhomirov P.L., Yapaskurt V.O., Vigashina M.F., Prokof'ev V.Yu., Ustinov V.I. Tourmalinization in the Mramorny tin cluster, Chukotka Peninsula, Russia // *Canadian Mineralogist*. 2009. Vol. 47. P. 775–792.
398. Bergantz G.W. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction // *Science*. 1989. Vol. 245. P. 1093–1095.
399. Best M.G., Christiansen E.H. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 2001. 458 p.
400. Best M.G., Christiansen E.H., Gromme S. Introduction: The 36–18 Ma southern Great Basin, USA, ignimbrite province and flareup: Swarms of subduction-related supervolcanoes // *Geosphere*. 2013. Vol. 9. N 2. P. 260–274.
401. Bishop F.C. The distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting ilmenite and pyroxene with applications to geothermometry // *American Journal of Science*. 1980. Vol. 280. P. 46–77.
402. Bohlen S.R., Lindsley D.H. Thermometry and Barometry of Igneous and Metamorphic Rocks // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*. 1987. Vol. 15. P. 397–420.
403. Branney M.J., Kokelaar B.P. Volcanotectonic faulting, softstate deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District // *Geol. Soc. Am. Bull*. 1994. Vol. 106. P. 507–530.
404. Bruhn R.L., Stern C.R., De Wit M.J. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcanotectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America // *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. Vol. 41. P. 32–46.
405. Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth-Science Reviews*. 2008. Vol. 86. P. 175–202.
406. Bryan S.E., Ewart A., Stephens C.J., Parianos J., Downes P.J. The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2000. Vol. 99. P. 55–78.

407. Bryan S.E., Ferrari L., Reiners P.W., Allen C.M., Petrone C.M., Ramos-Rosique A., Campbell I.H. New Insights into Crustal Contributions to Large-volume Rhyolite Generation in the Mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, Revealed by U-Pb Geochronology // *Journal of Petrology*. 2008. Vol. 49. P. 47–77.
408. Bryan S.E., Holcombe R.J., Fielding C.R., Stephens C.J. Revised Middle to Late Palaeozoic tectonic evolution of the Northern New England fold belt, Queensland // *Abstracts & Programme, GSNZ Annual Conference "Northland 2002"*. Geological Society of New Zealand. 2003. Miscellaneous Publication 112A. P. 9.
409. Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A., Leat P.T., Stephens, C.J. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. In: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker, J. (Eds.), *Magmatic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper. 2002. Vol. 362. P. 99–118.
410. Bryant E.A. *Natural Hazards*. New York: Cambridge University Press, 1991. 294 p.
411. Buddington A.F. Granite emplacement with special reference to North America // *Geological Society of America Bulletin*. 1959. Vol. 70. P. 671–748.
412. Calvert A.T. *Metamorphism and exhumation of mid-crustal gneiss domes in the Arctic Alaska terrane*: Ph.D. thesis. Santa Barbara: University of California, 1999. 198 p.
413. Cameron K.L., Cameron M., Bagby W.C., Moll E.J., Drake R.E. Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico // *Geology*. 1980. Vol. 8. P. 87–91.
414. Cameron K.L., Nimz G.J., Kuentz D., Niemeyer S., Gunn S. Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America // *Journal of Geophysical Research*. 1989. Vol. 94. P. 7817–7840.
415. Cawthorn R.G., Walraven F. Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex // *Journal of Petrology*. 1998. Vol 39. P. 1669–1687.
416. Champion D.C. Neodymium depleted mantle model age map of Australia: explanatory notes and user guide. Record 2013/44. Geoscience Australia: Canberra, 2013. URL: <http://dx.doi.org/10.11636/Record.2013.044> (дата обращения: 10.10. 2017).
417. Champion D.C., Bultitude R.J. Chapter 6. Kennedy Igneous Association. In: Jell P.A. (ed.). *Geology of Queensland*. Geological Survey of Queensland, Brisbane, 2013. P. 473–513.
418. Chapman M.E., Solomon S.C. North American-Eurasian plate boundary in northeast Asia // *Journal of Geophysical Research*. 1976. Vol. 81. Issue B5. P. 921–930.
419. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. Vol. 8. P. 173–174.

420. Charlier B.L.A., Wilson C.J.N., Lowenstern J.B., Blake S., Van Calsteren P.W., Davidson J.P. Magma Generation at a Large, Hyperactive Silicic Volcano (Taupo, New Zealand) Revealed by U–Th and U–Pb Systematics in Zircons // *Journal of Petrology*. 2004. Vol. 46. N 1. P. 3–32.
421. Chen C.-H., Lee C.-Y., Lu H.-Y., Hsieh P.-S. Generation of Late Cretaceous silicic rocks in SE China: Age, major element and numerical simulation constraints // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2008. Vol. 31. P. 479–498.
422. Chen X., Seitmuratova E., Wang Z., Chen Z., Han S., Li Y., Yang Y., Ye B., Shi W. SHRIMP U–Pb and Ar–Ar geochronology of major porphyry and skarn Cu deposits in the Balkhash Metallogenic Belt, Central Asia, and geological implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 79. P. 723–740.
423. Chen X., Wang Z., Chen Z., Seitmuratova E., Han S., Zhou Q., Ye B. SHRIMP U–Pb, Ar–Ar and fission-track geochronology of W–Mo deposits in the Balkhash Metallogenic Belt (Kazakhstan), Central Asia, and the geological implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 1010. P. 19–32.
424. Cherniak D.J., Watson E.B. Pb diffusion in zircon // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 172, P. 5–24.
425. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkou M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny // *Lithos*. 2013. Vol. 162–163. P. 70–87.
426. Clarke D.E., Paine A.G.L., Jensen A.R. Geology of the Proserpine 1:250000 Sheet area, Queensland // *BMR Geol. Geophys. Rep.* 1971. Vol. 144. P. 1–98.
427. Cleverly R.W., Betton P. J., Bristow J.W. Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. In: Erlank A. J. (ed.) *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province*. Geological Society of South Africa. Special Publication 13. 1984. P. 171–195.
428. Coffin M.F., Eldholm O. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // *Reviews of Geophysics*. 1994. Vol. 32, P. 1–36.
429. Coffin M.F., Eldholm O. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society of London Special Publication. 1992. Vol. 68, P. 17–30.
430. Cohen R.S., Evensen N.W., Hamilton P.J., O’Nions R.K. U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr systematics of mid-ocean ridge basalt glasses // *Nature*. 1980. Vol. 283. P. 149–153.
431. Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D. Calderas and caldera structures: a review // *Earth-Science Reviews*. 2005. Vol. 69. P. 1–26.

432. Compston W., Williams I.S., Meyer C. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 89 (Supplement). 1984. P. B525–B534.
433. Coney P.J. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. In: *Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera* (R.B. Smith, G.P. Eaton, eds.). *Mem. Geol. Soc. Am.* 1978. Vol. 152. P. 33–50.
434. Coney P.J., Harms T.A. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression // *Geology*. 1984. Vol. 12. P. 550–554.
435. Cooke D.R., Hollings P., Wilkinson J.J., Tosdal R.M. Geochemistry of Porphyry Deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, Oxford: Elsevier, 2013. Vol. 13. P. 357–381.
436. Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.M. The zeolite facies with comments on the interpretation on hydrothermal syntheses // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1959. Vol. 17. P. 53–107.
437. Cottrell E., Gardner J.E., Rutherford M.J. Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 135. P. 315–331.
438. Cox A., Debiche M. G., Engebretson D.C. Terrane trajectories and plate interactions along continental margins in the North Pacific basin. In: I. Ben-Avraham. (ed.) *The evolution of the Pacific Ocean margins*. Oxford University Press., 1989. P. 20–35.
439. Crank J. *The Mathematics of Diffusion* (2nd edition). Oxford Univ Press, Oxford, UK, 1975. 414 p.
440. Crisp J.A. Rates of magma emplacement and volcanic output // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1984. Vol. 20. P. 177–221.
441. Czamanske G.K., Ishihara S., Atkin S.A. Chemistry of Rock-Forming Minerals of the Cretaceous-Paleocene Batholith in Southwestern Japan and Implications for Magma Genesis // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P.10431–10469.
442. d'Acremont E., Leroy S., Burov E.B. Numerical modelling of a mantle plume: the plume head – lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 206. P. 379–396.
443. Dahl P. S. A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 150. P. 277–90.

444. Dalrymple G.B., Alexander E.C., Lanphere M.A., Kraker G.P. Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the geological survey TRIGA reactor. In: USGS Professional Papers. U.S. Geological Survey, Reston, VA, United States, 1981. Vol. 1176. 55 p.
445. Davidson P.M., Lindsley D.H. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes. Part II. Model calibration from experiments and applications to geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 91. P. 390–404.
446. Day R.W. Geology and potential development of Queensland oil shales // *Queensland Government Mining Journal.* 1983. Vol. 84. P. 463–470.
447. De Giusto J., Di Persia C.A., Pezzi E., 1980. Nesocratón del Deseado. In: *Geología Regional Argentina.* Vol. II. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. P. 1389–1430.
448. Demichelis A.H., Haller M.J., Miller H. Las vulcanitas jurásicas en los alrededores de Las Plumas Chubut, Argentina: interdigitación de unidades petrologicamente diferentes // *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 1996.* Tomo 5. P. 241.
449. Deng J.F., Zhao H.L., Mo X.X., Luo Z.H., Du S.Y. Continental root/plume structure in China – key to the continental geodynamics. Beijing: Geological Publishing House, 1996. P. 1–110.
450. De Paolo D. J. Trace element and isotopic effect on combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth and Planetary Science Letters.* 1981. Vol. 53. Issue 2. P. 189–202.
451. De Silva S.L. The Altiplano–Puna volcanic complex of the Central Andes // *Geology.* 1989. Vol. 17. P. 1102–1106.
452. De Silva S. L., Gosnold W. D. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2007. Vol. 167. P. 320–335.
453. De Silva S.L., Riggs N.R., Barth A.P. Quickening the Pulse: Fractal Tempos in Continental Arc Magmatism // *Elements.* 2015. URL: <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/elements/article-abstract/11/2/113/137640/quickening-the-pulse-fractal-tempos-in-continental?redirectedFrom=fulltext> (дата обращения: 26.11.2017).
454. De Silva S., Zandt G., Trumbull R., Viramonte J.G., Salas G., Jiménez N. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective // *Geological Society, London, Special Publications.* 2006. Vol. 269. P. 47–63.
455. Dickinson W.R. The Basin and Range province as a composite extensional domain // *International Geology Review.* 2002. Vol. 44. P. 1–38.
456. Ducea M.N., Paterson S.R., DeCelles P.G. High-Volume Magmatic Events in Subduction Systems // *Elements.* 2015. Vol. 11. P. 99–104.
457. Dupre B., Allegre C.J. Sr-Nd-Pb isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle // *Nature.* 1980. Vol. 286. P. 17–22.

458. Dvorak J.J., Dzurisin D. Volcano geodesy: the search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Rev. Geophys.* 1997. Vol. 35. P. 343–384.
459. Eggler D.L. Water-saturated and undersaturated melting reactions in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. Vol. 34. P. 261–271.
460. Elkins L.T., Grove T.L. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *Am. Mineral.* 1990. Vol. 75. P. 544–559.
461. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Special Paper. Boulder. Geological Society of America.* 1985. 59 p.
462. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: Mahoney J.J., Coffin M. (Eds.). *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Volcanism. Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union.* 1997. Vol. 100. P. 297–333.
463. Ewart A., Schön R.W., Chappell, B.W. The Cretaceous volcanic–plutonic province of the central Queensland (Australia) coast – a rift related “calc-alkaline” province // *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 1992. Vol. 83, P. 327–345.
464. Falvey D.A., Middleton M.F. Passive continental margins; evidence for a pre-breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism // *Oceanol Acta. Proceedings of the 26th International Geologic Congress. Geology of continental margins symposium. Paris, 7–17 July 1980.* P 103–114.
465. Fan W.M., Guo F., Wang Y.J., Lin G. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, Northeastern China // *Journal of Volcanological and Geothermal Research.* 2003. Vol. 121. P. 115–135.
466. Farmer G.L., Bailey T., Elkins-Tanton L.T. Mantle source volumes and the origin of the mid-Tertiary ignimbrite flare-up in the southern Rocky Mountains, western U.S. // *Lithos.* 2008. Vol. 102. P. 279–294.
467. Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate // *Tectonics.* 2002. Vol. 21(17). P. 1–23.
468. Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S. E. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and their relation to the evolution of the western margin of North America // *Geological Society of America. Special Papers.* 2007. Vol. 442. P. 1–39.
469. Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Science Reviews.* 1987. Vol. 24. P. 81–134.

470. Garfunkel Z., Anderson C. A., Schubert G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // *Journal of Geophysical Research*. 1986. Vol. 91. P. 7205–7223.
471. Geochronology – Methods and Case Studies. N.A. Morner (ed.). In-Tech Open, 2014. 204 p.
URL: <https://www.intechopen.com/books/how-to-link/geochronology-methods-and-case-studies>
(дата обращения: 20.10.2017)
472. Gilder S.A., Gill J., Coe R.S., Zhao X., Liu Z., Wang G., Yuan K., Liu W., Kuang G., Wu H. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of South China // *Journal of Geophysical Research*. 1996. Vol. 101. No. B7. P. 16137–16154.
473. Gill J.B. *Orogenic Andesites And Plate Tectonics*. N.Y.: Springer, 1981. 390 p.
474. Gradstein F. M., Agterberg F. P., Ogg J. G., Hardenbol J., van Veen P., Thierry J., Huang Z. Mesozoic time scale // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99 B12. P. 24051–24074.
475. Gradstein F., Ogg J., Smith A.A. *Geologic Timescale*. Cambridge University Press, 2004. 589 p.
476. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean. In: Spencer A., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.F., Sørensen K. (eds). *Arctic Petroleum Geology: Geological Society of London Memoir*. 2011. Vol. 35. P. 700–771.
477. Green D.C., Webb A.W. Geochronology of the northern part of the Tasman geosyncline. In: Denmead A.K., Tweedale G.W., Wilson A.F. (eds.). *The Tasman Geosyncline – a Symposium*. Brisbane: Geological Society of Australia, Queensland Division. P. 275–291.
478. Green N.L. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system // *Lithos*. 2006. Vol. 87. P. 23–49.
479. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
480. Guo F., Fan W.M., Wang Y.J., Lin G. Petrogenesis of the late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mts., China // *Acta Petrological Sinica*. 2001. Vol. 17. P. 161–168 (кит., резюме англ.).
481. Gutscher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 535–538.
482. Hanyu T., Tatsumi Y., Nakai S., Chang Q., Miyazaki T., Sato K., Tani K., Shibata T., Yoshida T. Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. 2006.

- Vol. 7. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2005GC001220> (дата обращения: 14.03.2017).
483. Helz R.T. Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction // *Am. Mineral.* 1979. Vol. 64. P. 953–965.
484. Henderson R.A. Structural outline and summary geological history for northeastern Australia. In: Henderson R.A. and Stephenson P.J. (eds.) *The geology and geophysics of northeastern Australia*. Brisbane: Geological Society of Australia, Queensland Division, 1980. P. 1–26.
485. Henk A., Franz L., Teufel S., Oncken O. Magmatic Underplating, Extension, and Crustal Reequilibration: Insights from a Cross-Section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy // *Journal of Geology*. 1997. Vol. 105. P. 367–377.
486. Henry C. D., Ressel M. W. Eocene magmatism in northeastern Nevada, the smoking gun for Carlin-type gold deposits // *The Great Basin and Beyond, Symposium Proceedings Volume 1, May 15–18, 2000, Reno, Sparks, Nevada, USA*. P. 365–388.
487. Herman A.B., Sokolova A.B. Late Cretaceous Kholokhovchan Flora of Northeastern Asia: Composition, age and fossil plant descriptions // *Cretaceous Research*. 2016. Vol. 59. P. 249–271.
488. Herve F. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile // *Episodes*. 1988. Vol. 11. P. 183–188.
489. Hildreth W., Moorbath S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. Vol. 98, P. 455–489.
490. Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol.116. P.433–447.
491. Holland T., Powell R. Calculation of Phase Relations Involving Haplogranitic Melts Using an Internally Consistent Thermodynamic Dataset // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. P. 673–683.
492. Hora J.M, Singer B.S., Jicha B.A., Beard B.L., Johnson C.M., de Silva S., Salisbury M. Volcanic biotite-sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age discordances reflect Ar partitioning and pre-eruption closure in biotite // *Geology*. 2010. Vol. 38. No. 10. P. 923–926.
493. Houghton B.F., Wilson C.J.N., McWilliams M.O., Lanphere M.A., Weaver S.D., Briggs R.M., Pringle M.S. Chronology and dynamics of a large silicic magmatic system: Central Taupo Volcanic Zone, New Zealand // *Geology*. 1995. Vol. 23. N 1. P. 13–16.
494. Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // *GSA Bull.* 2004. N 5–6. Vol. 116. P. 637–654.
495. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B., Garver J.I., Stevenson J., Reiners P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *American Journal of Science*. 2009. Vol. 309. P. 333–396.

496. Houseknecht D.W., Bird K.J. Geology and petroleum potential of the rifted margins of the Canada Basin. In: Spencer, A. M., Embry, A. F., Gautier, D. L., Stoupakova, A. V., Sørensen, K. (eds). Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs, 2011. Vol. 35. P. 509–526.
497. Humphreys E. D. Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 987–990.
498. Idrus A., Kolb J., Meyer F. Chemical Composition of Rock-Forming Minerals in Copper – Gold-Bearing Tonalite Porphyries at the Batu Hijau Deposit, Sumbawa Island, Indonesia: Implications for Crystallization Conditions and Fluorine – Chlorine Fugacity // *Res. Geol.* 2007. Vol. 57. P. 102–113.
499. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide of the chemical classification of common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Science*. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
500. Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I. Yu. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Cretaceous continental volcanics from central Chukotka: implications for initiation and duration of volcanism within northern part of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (northeastern Eurasia) // *Journal of Geology*. 2004. Vol. 112. P. 369–377.
501. Jahn B.M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 111. P. 872–918.
502. Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostand. Newsl.* 1980. Vol. 4, No 2. P. 257–258.
503. Jiang Y.-H., Jiang S.-Y., Dai B.-Z., Liao S.-Y., Zhao K.-D., Ling H.-F. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting // *Lithos*. 2009. Vol. 107. P. 185–204.
504. John D.A. Tilted middle Tertiary ash-flow calderas and subjacent granitic plutons, southern Stillwater Range, Nevada: Cross sections of an Oligocene igneous center. *GSA Bulletin*. 1995. Vol. 107. P. 180–200.
505. Johnston C., Chappell B.W. Topaz-bearing rocks from Mount Gibson, North Queensland, Australia // *American Mineralogist*. 1992. Vol. 77. P. 303–313.
506. Kalinina E.A. Comprehensive geochemical study of the volcanic rocks of the northern part of the Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia), and its implications for geodynamic models. Unpubl. Ph.D. thesis, 2007. Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University, Japan. 208 p.

507. Kalinina E.A., Tikhomirov P.L., Moriguti T., Nakamura E. The north of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (NE Russia): sources of mafic magmas // Abstr. COE-21 International Symposium, MISASA-III "Origin, Evolution and Dynamics of the Earth", March 2008. P. 155–156.
508. Kalinina E.A., Tikhomirov P.L., Nakamura E. Major, trace element and Pb isotopic compositions of Cretaceous volcanic rocks of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt (Northeast Asia) // The Evolution of Early Stage of Earth and Solar System. 2nd Misasa International Symposium. 25–26 February 2006, Kurayoshi, Japan. P. 33–34.
509. Kelley S.P. K-Ar and Ar-Ar Dating. In: Rosso J.J., Ribbe P.H. (eds.) Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. Vol. 47. Mineralogical Society of America, Washington. P. 785–813.
510. Kelley, S.R., Spicer, R.A., Herman, A.B. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research. 1999. Vol. 20. P. 97–106.
511. Kellogg K.S., Rowley P.D. Structural geology and tectonics of the Orville Coast region, southern Antarctic Peninsula, Antarctica // USGS Professional Paper. 1989. Vol. 1498. 25 p.
512. Komuro H. Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures. J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. Vol. 31. P. 139–149.
513. Kostitsyn Yu.A. K-Ar dates for the Kazakhstan Granites: An Overview. In: Shatov, Seltmann, Kremenetsky, Lehmann, Popov, Ermolov (Eds.) Granite-Related Ore Deposits of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St. Petersburg: Glagol, 1996. P. 287–299.
514. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. Vol. 23. P. 605–627.
515. Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermelov P. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. Vol. 32. P. 118–130.
516. Kuritani T., Nakamura E. Highly precise and accurate isotopic analysis of small amounts of Pb using ^{205}Pb - ^{204}Pb and ^{207}Pb - ^{204}Pb , two double spikes // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2003. Vol. 18, 1464–1470.
517. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. Vol. 463. P. 86–108.

518. Lambert D.D., Shirey S.B., Bergman S.C. Proterozoic lithospheric mantle source for the Prairie Creek lamproites: Re-Os and Sm-Nd isotopic evidence // *Geology*. 1995. Vol. 23. P. 273–276.
519. Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geologic applications // *Journal of Geology*. 1972. Vol. 80. P. 693–708.
520. Lane L.S., Layer P.W., Cecile M.P., Kos'ko M.K. Ar-Ar ages from the Okhotsk-Chukotsk magmatic arc, Northeast Russia // *International Conference on Arctic Margins (ICAM-III)*, 12–16 October 1998, Celle, Germany, Program and Abstracts. P. 106–107.
521. Lang J.R., Stanley C.R., Thompson J.F.H., Dunne K.P.E. Na–K–Ca magmatic–hydrothermal alteration in alkalic porphyry Cu–Au deposits, British Columbia // *Mineralogical Association of Canada Short Course*. 1995. Vol. 23. P. 339–366.
522. Lapierre H., Jahn B.M., Charvet J., Yu Y.W. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in Southeastern China // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 274. P. 321–338.
523. Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. In: Miller, E.L., Grantz, A., Klemperer, S.L. (eds.) *Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses*. 2002. Geological Society of America Special Papers 360. P. 333–358.
524. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.
525. Le Maitre R.W. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell Scientific, 1989. 193 p.
526. Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Collins A.Q., Van der Voo R. Middle Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: post-Middle Devonian rotations in a large-scale orocline in central Ural-Mongolian belt // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 377. P. 249–268.
527. Li S.-C., Liu Z.-H., Xu Z.-Y., Li G., Zhang C. Age and tectonic setting of volcanic rocks of the Tamulangou Formation in the Great Xing'an Range, NE China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 113. P. 471–480.
528. Lightfoot P. C., Hawkesworth C. J., Sethna S. F. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. Vol. 95. P. 44–54.
529. Lipman P.W. Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 2000. P. 643–662.
530. Lipman P.W. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 1997. Vol. 59. P. 198–218.

531. Lipman P.W. Subsidence of ash-flow calderas; role of magma chamber geometry. IUGG Gen. Assem. 21, 1995. (Week A), P. 452.
532. Lu Y.H., Makishima A., Nakamura E. Purification of Hf in silicate materials using extraction chromatographic resin, and its application to precise determination of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ by MC-ICP-MS with ^{179}Hf spike // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2006. Vol. 22. P. 69–76.
533. Luchitskaya M.V., Tikhomirov P.L., Shats A.L. U-Pb ages and tectonic setting of mid-Cretaceous magmatism in Chukotka (NE Russia) // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI, Fairbanks, Alaska, May 2011. VSEGEI, 2014. P. 157–170.
534. Ludwig K.R. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. Vol. 46. №. 2. P. 212–220.
535. Ludwig K.R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005a. 22 p. URL: <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html> (дата обращения: 02.12.2015).
536. Ludwig K.R. User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005b. 71 p. URL: <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html> (дата обращения: 02.12.2015).
537. Mackenzie D.E. Geology, petrology, and tectonic significance of Permian and Carboniferous igneous rocks of the western Georgetown Inlier, North Queensland // *Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1987. Vol. 10. P. 109–120.
538. MacLean J.S., Sears J.W., Chamberlain K.R., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Kropachev A.P., Serkina G.G. Detrital zircon geochronologic tests of the SE Siberia-SW Laurentia paleocontinental connection // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4. P. 111–116.
539. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. // *GSA Bull.* 1989. Vol. 101. P. 635–643.
540. Manley C.R., Bacon C.R. Rhyolite Thermobarometry and the Shallowing of the Magma Reservoir, Coso Volcanic Field, California // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. P.149–174.
541. Marshall P. Acid Rocks of the Taupo-Rotorua Volcanic District // *Transactions and Proceedings of the Royal Society of New Zealand*. 1935. Vol. 64. P. 323–366.
542. Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 358–371.
543. McCulloch M.T., Gamble J.A. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. Vol. 102. P. 358–374.

544. McDougall I., Harrison T.M. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method. Oxford University Press, New York, 1988. 212 p.
545. McIntosh W.C., Sutter J.F., Chapin C.E., Kedzie L.L. High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sanidine geochronology of ignimbrites in the Mogollon-Datil volcanic field, southwestern New Mexico // *Bulletin of Volcanology*. 1990. Vol. 52. P. 584–601.
546. Meng Q.R. What drove late Mesozoic extension of the northern China–Mongolia tract? // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 369. P. 155–174.
547. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology*. 1986. Vol. 56. P. 207–218.
548. Mezger K., Krogstad E. J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation // *Journal of Metamorphic Geology*. 1997. Vol 15(1). P. 127–140.
549. Mihalasky M.J., Ludington S., Alexeiev D.V., Frost T.P., Light T.D., Briggs D.A., Hammarstrom J.M., Wallis J.C. Porphyry copper assessment of northeast Asia—Far East Russia and Northeasternmost China: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5090–W. 2015. 104 p.
550. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature*. 1994. Vol. 368, P. 514–520.
551. Miller E.L., Gelman M., Parfenov L., Hourigan J. Tectonic setting of Mesozoic magmatism: a comparison between northeastern Russia and the North American Cordillera. In: Miller, E. L., Grantz, A., Klemperer, S. L. (eds.) *Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Land-masses*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper. 2002. Vol. 360. P. 313–332.
552. Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Akinin V.V., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, North East Arctic Russia // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 157–175.
553. Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M. Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // *Norwegian Journal of Geology*. 2008. Vol. 88. No.4, P. 201–226.
554. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. P. 1631–1645.
555. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics

- from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005TC001830> (дата обращения: 30.04.2017).
556. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 4, 223–241.
557. Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D., Miller R.B. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2007. Vol. 167. P. 282–299.
558. Min K., Mundil R., Renne P.R., Ludwig K.R. A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U–Pb analysis of a 1.1 Ga rhyolite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. Vol. 64. P. 73–98.
559. Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts // *Journal of Petrology*. 1961. Vol. 2. P. 277–311.
560. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. Vol. 274. P. 321–355.
561. Moll-Stalcup E.J., Lane L.S., Cecile M.P., Gorodinsky M.E. Geochemistry and U-Pb geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // *Abstr. Geol. Soc. Am. 91st Ann. Cordilleran Section*. 1995. Vol. 27. N 5. P. 65.
562. Munoz J.L., Swenson A. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids // *Econ. Geol.* 1981. Vol. 76. P. 2212–2221.
563. Nabelek P.I., Lindsley D.H., Bohlen S.R. Experimental examination of two-pyroxene graphical thermometers using natural pyroxenes with application to metaigneous pyroxenes from the Adirondack Mountains, New York // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 97. P.66–71.
564. Nakada S., Motomura Y. Petrology of the 1991–1995 eruption at Unzen: effusion pulsation and groundmass crystallization // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. № 89. P. 173–196.
565. Nakada S., Uto K., Sakuma S., Eichelberger J.C., Shimizu H. Scientific Results of Conduit Drilling in the Unzen Scientific Drilling Project (USDP) // *Scientific Drilling*. 2005. No. 1. P. 18–22.
566. Nakamura E., Makishima A., Moriguti T., Kobayashi K., Sakaguchi C., Yokoyama T., Tanaka R., Kuritani T., Takei H. Comprehensive geochemical analyses of small amounts (<100 mg) of extraterrestrial samples for the analytical competition related to the sample return mission MUSES-

- C. The Institute of Space and Astronautical Science report SP, 2003, No.16. URL: <https://ci.nii.ac.jp/naid/110008455570/> (дата обращения: 28.10.2017).
567. Naney M.T., Swanson S.E. The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic system // *Am. Mineral.* 1980. Vol. 65. P. 639–653.
568. Nash W.P., Crecraft H.R. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* Vol. 49. P. 2309–2322.
569. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic Region // *Tectonics.* 1999. Vol. 18. P. 977–1003.
570. Newhall C.A., Self S. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism // *Journal of Geophysical Research.* 1982. Vol. 87. P. 1231–1238.
571. Ninkovich D., Hays J. Mediterranean island arcs and origin of high potassium volcanics // *Earth and Planetary Science Letters.* 1972. Vol. 16. P. 331–345.
572. Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H., Norton I. O., Khanchuk A. I., Stone D. B., Scotese C. R., Scoll D. W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Geological Survey Professional paper 1626, 2001. 122 p.
573. Onstott T.C., Peacock M.K. Argon retentivity of hornblendes: a field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. Vol. 51. P. 2891–2903.
574. Opdyke N.D., Channel J.E.T. *Magnetic stratigraphy* // *International Geophysics Series.* Vol. 64. Academic Press. Boston, 1996. 346 p.
575. Otofujii Y., Zaman H., Shogaki G., Seki H., Polin V.F., Miura D., Ahn H.-S., Ivanov Yu., Minyuk P., Zimin P. Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications // *Journal of Geodynamics.* 2015. Vol. 91. P. 1–12.
576. Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. Vol. 86. P. 189–199.
577. Oxman V.S. Tectonic evolution of Mesozoic Verkhoyansk–Kolyma belt (NE Asia) // *Tectonophysics.* 2003. Vol. 365. P. 45–76.
578. Pankhurst R.J., Rapela C.W. Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia // *Earth and Planetary Science Letters.* 1995. Vol. 134. P. 23–36.
579. Pankhurst R.J., Leat P.T., Sruoga P., Rapela C.W., Marques M., Storey B.C., Riley T.R. Chon Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 1998. Vol. 81. P. 113–136.

580. Pankhurst R.J., Rapela C.W., Caminos R., Llambias E.J., Parica C. A revised age for the granites of the central Somuncura batholith, North Patagonian Massif // *Journal of South American Earth Sciences*. 1992. Vol. 5, P. 321–325.
581. Pankhurst R.J., Riley T.R., Funnung C.M., Kelley S.P. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana // *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 41. P. 605–625.
582. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 319–342.
583. Paterson S.R., Ducea M.N. Arc Magmatic Tempos: Gathering the Evidence // *Elements*. 2015. Vol. 11. P. 91–98.
584. Paterson S.R., Okaya D., Memeti V., Economos R., Miller R.B. Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies // *Geosphere*. 2011. Vol. 7. P. 1439–1468.
585. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / Thorpe R.S. (ed.) *Andesites*. N.Y.: Wiley and Sons, 1982. P. 525–548.
586. Pearce J.A., Gale G.H. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated host rocks // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1977. Vol. 7. P. 14–24.
587. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
588. Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace Element Model for Mantle Melting: Application to Volcanic Arc Petrogenesis. In: Prichard H.M., Alabaster T., Harris H.B.W. (eds.). *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geol. Soc. London Special Publication. 1993. Vol. 76. P. 373–403.
589. Pease V., Miller E., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // *Geological Society London Special Publications*. 2017. URL: <http://sp.lyellcollection.org/content/early/2017/06/19/SP460.14> (дата обращения: 03.03.2018).
590. Pitcher W.S. *The Nature and Origin of Granite*. Chapman&Hall, 1997. 387 p.
591. Pittarello L., Schulz T., Koeberl C., Hoffmann J.E., Münker C. Petrography, geochemistry, and Hf-Nd isotope evolution of drill core samples and target rocks from the El'gygytgyn impact crater, NE Chukotka, Arctic Russia // *Meteoritics & Planetary Science*. 2013. Vol. 48, No. 7, 1160–1198.
592. Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 71–84.

593. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. Vol. 36. No. 9. P. 699–702.
594. Prendergast M.D. The Bulawayan Supergroup: a late Archaean passive margin-related large igneous province in the Zimbabwe craton // *Journal of the Geological Society (London)*. 2004. Vol. 161. P. 431–445.
595. Ranalli G. *Rheology of the Earth*. Springer Netherlands, 1995. 414 p.
596. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *Journal of Petrology*. 1995. Vol. 36. P. 891–932.
597. Renne P.R., Karner D.B., Ludwig K.R. Absolute ages aren't exactly // *Science*. 1998. Vol. 282. P. 1840–1841.
598. Riley T.R., Leat P.T., Pankhurst R.J., Harris C. Origins of Large Volume Rhyolitic Volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by Crustal Melting // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. P. 1043–1065.
599. Roberts M.P., Clemens J.D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 825–828.
600. Roche O., Druitt T.H., Merle O. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105B. P. 395–416.
601. Roddick J.C. High precision intercalibration of ^{40}Ar - ^{39}Ar standards // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. Vol. 47. P. 887–898.
602. Rowe H. *Petrogenesis of Plutons and Hypabyssal Rocks of the Bering Strait Region, Chukotka, Russia* (M.S. thesis). 1998. Rice University, Houston, Texas. 156 p.
603. Rubin C.M., Miller E.L., Toro J. Deformation of the northern circum-Pacific margin: Variations in tectonic style and plate-tectonic implications // *Geology*. 1995. Vol. 23. No. 10. P. 897–900.
604. Rudnick R.L. Xenoliths: samples of the lower continental crust. In: Fountain D.M., Arculus R.J., Kay R.W (eds.). *the Continental Lower Crust*. Elsevier, Amsterdam, 1992. Chapter VII. P. 269–316.
605. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.). *Treatise on Geochemistry*. 2004. Vol. 3. Elsevier, Amsterdam. P. 1–64.
606. Sandeman H.A., Archibald D.A., Grant J.W., Villeneuve M.E., Ford F.D. Characterization of the chemical composition and ^{40}Ar - ^{39}Ar systematics of interlaboratory standard MAC-83 biotite // *Age and isotopic studies, 1999. Report 12. Geol. Surv. Canada, Current Research 1999–F*. P. 13–26.

607. Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: The roles of mantle plumes and the lithosphere // *Chemical Geology*. 2007. Vol. 241. P. 282–318.
608. Savage J.C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone // *Journal of Geophysical Research*. 1983. Vol. 88. P. 4984–4996.
609. Seedorf E., Dilles J.H., Proffett J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features // *Economic Geology*. 2005. Vol. 100. P. 251–298.
610. Seghedi I., Maţenco L., Downes H., Mason P.R.D., Szakács A., Pécskay Z. Tectonic significance of changes in post-subduction Pliocene-Quaternary magmatism in the south east part of the Carpathian-Pannonian Region // *Tectonophysics*. 2011. Vol. 502, Issue 1–2. P. 146–157.
611. Selby D., Nesbitt B. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 171. P. 77–93.
612. Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, M. (eds.). *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge. P. 486–640.
613. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle derived rocks // *J. Metamor. Geol.* 1990. Vol. 8. P. 191–197.
614. Shao J.A., Zang S.X., Mou B.L. Extensional tectonics and asthenospheric upwelling in the orogenic belt: a case study from Hinggan–Mongolia Orogenic belt // *Chin. Sci. Bull.* 1994. Vol. 39. P. 533–537.
615. Shen P., Pan H., Seitmuratova E. Petrogenesis of the mineralized granitoids from the Kounrad and Borly porphyry Cu deposits and the East Kounrad porphyry Mo deposit in Kazakhstan: Implication for tectonic evolution and mineralization of the western part of the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2017, Vol. 286–287. P. 53–74.
616. Shen P., Pan H., Seitmuratova E., Jakupova Sh. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf–O isotopic constraints on age and origin of the ore-bearing intrusions from the Nurkazgan porphyry Cu–Au deposit in Kazakhstan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 116. P. 232–248.
617. Shepherd G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 124. P. 148–183.
618. Sheth H. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // *Earth Science Reviews*. 2007. Vol. 85. P. 117–124.

619. Shibata T., Nakamura E. Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: implications for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *Journal of Geophysical Research*. 1995. Vol. 102, B4, P. 8051–8064.
620. Smith R.L., Shaw H.R. Igneous Related Geothermal Systems. Assessment of Geothermal Resources of the United States. In: Muffler, L.J.P. (Ed.), *United States Geological Survey Circular*, 1979. Vol. 790. P. 12–17.
621. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W. Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009⁶. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 4, 273–288.
622. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009^a. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 4, 201–221.
623. Sokolov S. D., Bondarenko G.Ye., Morozov O. L., Shekhovtsov V. A., Glotov S. P., Ganelin A. V., Kravchenko-Berezhnoy I. R. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve, Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses. In: Miller E. L., Grantz A. Klemperer, S. L. (eds.). *Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 360*. 2002. P. 209–224.
624. Soloviev A., Garver J. I., Ledneva G. Cretaceous accretionary complex related to Okhotsk-Chukotka Subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006. Vol. 27. P. 437–453.
625. Sparks R.S.J., Self S., Walker G.P.L. Products of Ignimbrite Eruptions // *Geology*. 1973. Vol. 1. Issue 3. P. 115.
626. Spencer K.J., Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // *Am. Mineral*. 1981. Vol. 66. P. 1189–1201.
627. Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B., Kelley S.P., Raikevich M.I., Rees P.M. Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2002. Vol. 184. P. 65–105.
628. Spicer R.A., Herman A.B. The Albian–Cenomanian flora of the Kukpowruk River, western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities // *Cretaceous Research*. 2001. Vol. 22. P. 1–40.

629. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*. 1975. Vol. 26. P. 207–221.
630. Stavsky A.P., Chekhovitch V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P. Plate Tectonics and Plainspastic Reconstructions of the Anadyr-Koryak Region, Northeast USSR // *Tectonics*. 1990. Vol. 9. No. 1. P. 81–101.
631. Steiger R. H., Jäger E. Subcomission on geochronology: Convention on the use of the of the decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. Vol. 36. P. 359–362.
632. Stephenson P.J., Burch-Johnston A.T., Stanton D., Whitehead P.W. Three long lava flows in North Queensland // *Journal of Geophysical Research*. 1998. Vol. 103. P. 27 359–27 370.
633. Stipanovic P., Bonetti W. Posiciones estratigraficas y edades de las principales floras jurasicas argentinas. II. Floras doggerianas y malmicas // *Ameghiniana*. 1970. Vol. 8. P. 101–118.
634. Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., 4, 243–260.
635. Streck M.J., Grunder A.L. Phenocryst-poor rhyolites of bimodal, tholeiitic provinces: the Rattlesnake Tuff and implications for mush extraction models // *Bulletin of Volcanology*. 2008. Vol. 70, Issue 3, P.385–401.
636. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
637. Symonds P.A, Willcox J.B. Australia's petroleum potential in areas beyond the Exclusive Economic zone. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1989. Vol. 11. P. 11–36.
638. Tao Kuiyuan, Xie Jiayin, Ruan Honghong, Xie Fanggui, Xue Huaimin. Characteristics of the Mesozoic Volcanism in the Coastal Margin of Southeastern China // *Intern. Symp. Circum-Pacific Volcan. And Metallog.* Nanjing, 1989. P. 13–14.
639. Tatsumi Y., Eggins S. Subduction zone magmatism. *Frontiers in Earth Sciences*. Blackwell Science, Oxford, 1995. 211 p.
640. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.
641. Thompson R.N. British Tertiary Volcanic Province // *Scottish Journal of Geology*. 1982. Vol. 18. P. 49–107.

642. Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P. Triassic Volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: Evolution and Geodynamic Interpretation // *Tectonophysics*. 2004. V. 381/1-4. P. 119–142.
643. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Ershov A.V., Nakamura E. The volcanic flare-ups in silicic large igneous provinces: data from the Okhotsk-Chukotka belt, NE Russia // *The COE-21 International Symposium MISASA-III "Origin, Evolution and Dynamics of the Earth"*. Misasa, Japan, 2008. P.151–152.
644. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*. 2008, 105, 329–346.
645. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu. and Nakamura E. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.
646. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Nakamura E., Kobayashi K. Two Late Mesozoic pulses of silicic volcanism within the North Chukotka area (NE Russia): magma sources and geodynamic significance // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 71. Issue 15, Supplement 1. Abstr. Annual Goldschmidt conference, August 2007. P. A1022.
647. Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. Cretaceous granitoids of NE Asia: Rock chemistry, composition of rock forming minerals, and conditions of formation // *Geology and Tectonic Origins of Northeast Russia: A Tribute to Leonid Parfenov*. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. P. 289–311.
648. Till A.B. A synthesis of Jurassic and Early Cretaceous crustal evolution along the southern margin of the Arctic Alaska–Chukotka microplate and implications for defining tectonic boundaries active during opening of Arctic Ocean basins // *Lithosphere*. 2016. Vol. 8. P. 219–237.
649. Tomurtogoo O., Windley B.F., Kroner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London*. 2005. Vol. 162. P. 125–134.
650. Toro J., Amato J.M., Natal'in B. Cretaceous deformation, Chegitun River area, Chukotka Peninsula, Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 2003. Vol. 22. No. 3. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001TC001333> (дата обращения: 11.02.2017).

651. Tschegg C., Bizimis M., Schneider D., Akinin V.V., Ntaflos Th. Magmatism at the Eurasian – North American modern plate boundary: Constraints from alkaline volcanism in the Chersky Belt (Yakutia) // *Lithos*. 2011. Vol. 125. № 1–2. P. 825–835.
652. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1958. Vol. 74. 153 p.
653. Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slabs under Siberia // *Nature*. 1999. Vol. 397. P. 246–249.
654. Veevers J.J. (ed.) Phanerozoic earth history of Australia. Oxford: Clarendon Press, 1984. 365 p.
655. Verdel C., Stockli D., Purdy D. Low-temperature thermochronology of the northern Thomson Orogen: Implications for exhumation of basement rocks in NE Australia // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 666. P. 1–11.
656. Vernon R.H. Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment // *Nature*. 1984. Vol. 309. P. 438–439.
657. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarède F. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 168. P. 79–99.
658. Wadge G. Comparison of volcanic production rates and subduction rates in the Lesser Antillies and Central America // *Geology*. 1984. Vol. 12. P. 555–558.
659. Wang D., Shu L. Late Mesozoic basin and range tectonics and related magmatism in Southeast China // *Geoscience Frontiers*. 2012. Vol. 3(2). P. 109–124.
660. Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for the dynamic setting of NE Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 251. P. 179–198.
661. Wang T., Guo L., Zhang L., Yang Q., Zhang J., Tong Y., Ye K. Timing and evolution of Jurassic–Cretaceous granitoid magmatisms in the Mongol–Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 97. P. 365–392.
662. White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SEG Newsletter*. 1995. No. 23. P. 9–13.
663. White S.M., Crisp J.A., Spera F.A. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets // *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*. 2006. No. 7. Vol. 1254. doi:10.1029/2005GC001002.
664. White W.M. *Isotope Geochemistry*. Wiley Blackwell, Chichester, 2015. 478 p.
665. White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // *Nature*. 1982. Vol. 296. P. 821–825.

666. Whitmeyer S.J., Karlstrom K.E. Tectonic model for the Proterozoic growth of North America // *Geosphere*. 2007. Vol. 3(4). P. 220–259.
667. Williams H. Calderas and their origin // *Bull. Dep. Geol. Sci. University of California Publications*. 1941. Vol. 25. P. 239–346.
668. Williams H., McBirney A.R. *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co, San Francisco Publ., Berkeley, CA, 1979. 397 p.
669. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
670. Wilson M. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. London, 1989. 466 p.
671. Wilson M., Neumann E.-R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M., Larsen B.T. Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe: Introduction. In: Wilson M., Neumann E.-R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M., Larsen, B.T. (eds). *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 223. P.1–10.
672. Withnall I.W., Cranfield L.C. Geological framework. Queensland Minerals 2013. URL: https://www.dnrm.qld.gov.au/__data/assets/pdf_file/0007/197647/geology-of-queensland.pdf (дата обращения: 15.10.2017).
673. Withnall W., Henderson R.A. Accretion on the long-lived continental margin of northeastern Australia // *Episodes*. 2012. Vol. 35. No. 1. P. 166–176.
674. Wolfe E.W. The 1991 eruptions of Mount Pinatubo, Philippines // *Earthquakes and Volcanoes*. 1992. Vol. 23 (1). P. 5–37.
675. Wones D.R. Mafic silicates as indicators of intensive parameters in granitic magmas // *Min. Geol.* 1981. Vol. 31. P. 191–212.
676. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 11–30.
677. Wörner G., Harmon R.S., Wegner W. Geochemical evolution of igneous rocks and changing magma sources during the formation and closure of the Central American land bridge of Panama // *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. GSA Memoir 204, 2009. P. 183–196.
678. Wu F.-Y., Lin J.-Q., Wilde S.A., Zhang X.-O., Yang J.-H. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 233. P. 103–119.

679. Xie H. *Tectonics of Accreted Terrane and Driving Mechanism*. Beijing: Science Press, 2000. 256 p.
680. Yakubchuk A.S. Revised Mesozoic–Cenozoic orogenic architecture and gold metallogeny in the northern Circum-Pacific // *Ore Geology Reviews*. 2009. Vol. 35. P. 447–454.
681. Yoshikawa M., Nakamura E. Precise isotope determination of trace amounts of Sr in Magnesium-rich samples // *Journal of Mineralogy, Petrology, and Economical Geology*. 1993. Vol. 88, 548–561.
682. Zhang J.H., Gao S., Ge W.C., Wu F.Y., Yang J.H., Wilde S.A., Li M. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction-induced delamination // *Chemical Geology*. 2010. Vol. 276. P. 144–165.
683. Zhang J.H., Ge W.C., Wu F.Y., Wilde S.A., Yang J.H., Liu X.M. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China // *Lithos*. 2008. Vol. 102. P. 138–157.
684. Zhang K., Deng B., Zhang F., Minna A., Chen H., Yang S., Meng Q., Liang J., Wang Z. Determination of Early Stage of Early Cretaceous Compressive Event in Hailar Basin, NE China, and Its Tectonic Significance // *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)*. 2016. № 7. (кит., рез. англ.). URL: http://en.cnki.com.cn/Article_en/CJFDTototal-DQKX201607005.htm (дата обращения: 01.11.2017).
685. Zhou X., Sun T., Shen W., Shu L., Niu Y. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution // *Episodes*. 2006. Vol. 29. № 1. P. 26–33.
686. Zhou Y., Liang X., Kröner A., Cai Y., Shao T., Wen S., Jiang Y., Fu J., Wang C., Dong C. Late Cretaceous lithospheric extension in SE China: Constraints from volcanic rocks in Hainan Island // *Lithos*. 2015. Vol. 232. P. 100–110.
687. Zindler A., Hart S. *Chemical Geodynamics* // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. Vol. 14. P. 493–571.
688. Zorin Y.A. Geodynamics of the western part of the Mongol–Okhotsk collisional belt, Trans–Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. Vol. 306. P. 33–56.

Фондовая

689. Аксенов В.И., Фирсова Э.Е. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Еропольская, лист Р-58–IV. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.
690. Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В., Звезда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту "Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории

- Чукотского АО" (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГП "Георегион", 2004.
691. Васькин А.Ф., Гурьянов В.А., Забродин В.Ю., Кисляков С.Г., Кайдалов В.А., Махинин А.В., Роганов Г.В., Чепыгин В.Е., Шаруева Л.И. Геологическая карта Хабаровского края. Масштаб 1 : 500 000. Редакторы А.Ф. Васькин, Г.В. Роганов. По материалам ФГУГП "Хабаровскгеология", 2004.
692. Воеводин Ю.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Еропольская, лист Р-58–V. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1986.
693. Воинова Е.В. Стратиграфия территории деятельности ЮГПУ. 1937. Рукопись, Госгеолфонд России (ранее – фонды ГРУ ДС).
694. Воробьев Ю.Ю., Васецкий Ф.Н. Отчет о производстве геологической съемки масштаба 1:50000 и поисках золоторудных, золотороссышных, меднопорфировых и молибденовых рудопроявлений групповым методом в пределах листов О-56–19, 20, 31, 32 на площади 2200 кв. км (Тальничный ГГСО, 1982–1986 гг.). Хасын, 1986 г.
695. Вяткин Б.В., Чубаров В.И. Государственная геологическая карта СССР. Серия Анадырская. Масштаб 1 : 200 000. Лист. Q-59–X. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.
696. Гензе В.А., Казьмин С.С. и др. Отчет о групповой геологической съёмке масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов: R-60–113 В,Г; R-60–114 В,Г; R-60–125 А,Б,В,Г; R-60–126 А,Б,В,Г (Мольтыканский ОГГС) в 1986–1990 гг. Певек, 1990.
697. Дегтярев В.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Q-59–VII, VIII. Л.: Аэрогеология, 1977.
698. Желтовский В.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист Q-60–III,IV (объяснительная записка). Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1980.
699. Жуланова И.Л., Гундобин В.М., Русакова Т.Б., Михайлова В.П., Глушкова О.Ю., Смирнова Т.И. Легенда Гижигинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Магадан: 1999.
700. Журавлев Г.Ф., Баранов М.А., Казьмин С.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (второе поколение). Листы R-59–XXXI, XXXII и Q-59–I,II. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
701. Журавлев Г.Ф., Ситковский В.М. Структурно-формационные зоны Охотско-Чукотского пояса (объяснительная записка к схеме районирования Центрально-Чукотского сектора ОЧВП масштаба 1:500 000). Певек, 1975.
702. Казинский В.А., Казинская Г.И. Легенда Пыкарваамской серии листов Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (новая серия) в двух книгах. ФГУ "ТФИ по Чукотскому АО", 1996.

703. Кобцева Н.Л., Девяткина Т.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Карта полезных ископаемых. Листы О-53, 54. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.
704. Ковалева В.В., Смеловская М.М., Полещук М.И., Розенкранц А.А., Климов В.Н., Котова Н.Н. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Лист Р-58–59 (Каменское). Карта дочетвертичных образований. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987.
705. Копытин В.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чукотская, лист R-60–XXXIII, XXXIV (объяснительная записка). Магадан: 1964.
706. Корольков В.Г. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Листы О-56 (Магадан), Р-56, 57 (Сеймчан). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1992.
707. Лаломова Т.Г. Информационный отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на площади листов R-60–XXVII, XXVIII, R-60–XXXIII, XXXIV (Пильхинский ГСО). Приложение 12, Лист 1. Предварительная геологическая карта. Масштаб 1:200 000. Лист R-60–XXXIII, XXXIV (серия Пыкарваамская). Певек, 2002.
708. Малышева Г. М., Исаева Е. П., Тихомиров Ю. Б., Вяткин Б. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-59 – Марково. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 226 с.
709. Матешко А.И., Шлихтер А.Б., Целоусов А.И. и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 в бассейне среднего течения р. Экиатап (Тауреранский ГГСО). Мыс Шмидта, 1984.
710. Монтин С.А. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на территории листов Р-58–4–А,Б,В,Г; Р-58–15–А,Б,В,Г; Р-58–16–А,Б,В,Г партии № 36 за 1985–1990 гг. М.: Аэрогеология, 1990.
711. Николаев Ю.Н. и др. Отчет по объекту "Создание комплектов прогнозно-геохимических карт масштаба 1 : 1 000 000 для основных минерагенических зон России". Том 15 – в 2-х книгах. Создание геохимической основы масштаба 1 : 1 000 000 на листах R-58 (Билибино); R-59 (Певек); R-60 (Полярный)". М.: ИМГРЭ, 2007.
712. Оржеховский И.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Карта полезных ископаемых. Листы Р-52, 53. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1998.
713. Пьянков А.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист Q-59–I, II. Объяснительная записка. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1980. 100 с.
714. Пьянков А.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60–XXI, XXII. Объяснительная записка. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1981. 89 с.

715. Садовский А.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58–XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1970. 84 с.
716. Сенотрусов А.Г. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000, лист Q-58–VII, VIII. Серия Олойская. Объяснительная записка (ред. К.В. Паракецов). Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 87 с.
717. Сенотрусов А.Г. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000, листы Q-57–V, VI; Q-58–I, II (г. Конус). Серия Олойская. Объяснительная записка (ред. И.А. Паньчев). М.: ВСЕГЕИ, 1988. 129 с.
718. Сурмилова Е.П., Корольков В.Г. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Листы P-54, 55 (Оймякон), O-55. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999.
719. Сурмилова Е.П., Манукян А.М., Маженштейн Ф.А. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Листы Q-60, 1 (Анадырь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
720. Тимофеев О.П. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист Q-59–XIII, XIV (г. Волчья). Л.: Аэрогеология, 1978.
721. Тихомиров Ю.Б. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на левобережье р. Вульвыеем на площади листов Q-60–39–А, Б, В, Г; 34–А, Б, В, Г; 35–А, Б (Лево-Вульвыеемский отряд). Эгвекинот, 1991.
722. Трунов Б.Д. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59–XXI, XXII. Редактор Г.Г. Кайгородцев. Л.: Картфабрика ВАГТ, 1972.
723. Устинов А.А., Тихомиров П.Л., Исполатов В.О. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах Мраморного рудного узла на площади листов Q-60–6–А,Б,Г; Q-60–7–А,Б,В,Г; Q-60–8–А,Б,В в 1988–1992 гг. (Мраморный ГГСО). Певек, 1994.
724. Фурман О.А. Легенда Олойской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000. Билибино: Анюйское ГГГП, 1999.
725. Целоусов А.И., Крашенинин В.Ф., Тихомиров П.Л. и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р. Пегтымель (Верхне-Пегтымельский ГГСО). Певек, 1992.
726. Черепанова И.Ю., Казьмин С.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 (2–е издание). Лист Q-60–III, IV. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009.

727. Черепанова И.Ю., Тибиров И.В. Легенда Анюйско-Чаунской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Певек, АОЗТ Чаунское ГГП, 1998.
728. Чубаров В.И., Вяткин Б.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, листы Q-60–VII,VIII (оз. Баранье), Q-60–IX,X (озера Длинные) (объяснительная записка). Анадырь, 1988.
729. Шульгина В.С., Ткаченко В.И., Кузнецов В.М. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Лист Q-56, 57 (Среднеколымск). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1990.

Приложение 1. Химический и изотопный состав меловых магматических пород Тихоокеанской окраины Северо-Востока Азии

	1	2	3	4	5	6	7	8
	176-8/460	2557-9/460	2582-1/460	2575/460	175-5/460	2556-6/460	03-134	03-137
	~68°47', ~174°20'	~68°47', ~174°20'	~68°47', ~174°20'	~68°47', ~174°20'	~68°47', ~174°20'	~68°47', ~174°20'	66°21'10", 167°45'04"	66°20'45", 167°30'58"
SiO ₂	52.52	54.63	54.63	51.42	54.40	53.00	56.49	56.22
TiO ₂	0.96	0.98	0.84	0.96	0.96	1.11	0.84	0.61
Al ₂ O ₃	14.32	16.87	14.37	14.54	16.62	13.93	18.80	16.61
Fe ₂ O ₃ *	6.72	7.99	5.39	7.42	5.85	7.48	7.25	5.00
MnO	0.10	0.13	0.17	0.17	0.09	0.10	0.12	0.05
MgO	4.77	4.79	2.44	3.53	2.11	6.18	3.14	4.25
CaO	8.43	7.84	5.91	7.35	6.23	7.27	6.98	6.92
Na ₂ O	2.68	3.37	2.38	2.12	2.74	1.92	4.44	3.83
K ₂ O	4.68	1.50	5.15	4.83	5.37	5.56	1.20	1.77
P ₂ O ₅	0.60	0.26	0.39	0.48	0.54	0.61	0.40	0.22
п.п.п.	3.81	1.65	8.37	7.21	5.15	2.80	0.17	4.41
Сумма	99.60	100.00	100.05	100.05	100.05	99.96	99.83	99.90
Li	18.5	30.0	47.5	64.2	52.7	33.6	9.8	31.8
Be	5.13	7.36	6.34	8.63	9.32	7.77	0.94	2.18
Rb	208	295	235	247	287	320	32	34
Sr	875	800	536	1529	1446	998	656	1088
Y	31.4	39.9	31.2	36.6	41.4	33.6	16.3	12.5
Cs	3.62	10.36	18.12	17.84	17.72	5.01	0.52	1.91
Ba	2177	1926	1543	1908	2368	2365	421	399
La	105.0	96.8	71.0	98.3	151.1	69.6	15.3	18.5
Ce	222.6	211.1	152.8	209.3	306.6	164.4	33.8	39.0
Pr	25.15	24.64	17.96	24.32	33.80	20.90	4.30	4.64
Nd	95.8	95.8	69.9	92.5	122.6	88.0	18.6	18.9
Sm	16.10	16.37	12.18	15.85	19.44	16.09	3.90	3.65
Eu	3.33	3.03	2.27	2.82	3.69	3.33	1.16	1.08
Gd	11.25	11.60	8.64	11.72	13.79	11.40	3.37	2.92
Tb	1.36	1.50	1.12	1.42	1.60	1.35	0.50	0.40
Dy	6.23	7.31	5.63	6.73	7.40	6.27	2.78	2.16
Ho	1.07	1.36	1.04	1.19	1.30	1.08	0.54	0.43
Er	2.48	3.30	2.54	2.80	3.10	2.54	1.36	1.10
Tm	0.34	0.49	0.38	0.40	0.44	0.36	0.20	0.17
Yb	2.19	3.27	2.56	2.65	2.94	2.36	1.35	1.14
Lu	0.31	0.45	0.36	0.37	0.41	0.32	0.19	0.16
Pb	64.4	52.2	41.0	36.4	84.4	32.9	5.10	14.4
Th	51.0	49.5	41.8	48.9	77.2	34.1	2.97	4.34
U	9.16	13.32	8.96	11.35	15.50	11.60	0.94	1.68
Zr	368	328	302	339	438	360	111	111
Hf	8.79	8.55	7.94	8.67	10.35	9.64	2.82	2.81
Nb	13.38	16.81	14.69	14.73	17.87	14.50	3.63	3.58
Ta	0.98	1.09	1.01	0.98	1.31	0.94	0.21	0.22
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	18.8117±15	19.0206±15	18.9786±15	-	-	19.0661±15	18.5555±15	18.4447±15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	15.6138±9	15.6299±9	15.6365±9	-	-	15.6328±9	15.5327±9	15.5033±9
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	38.9017±23	38.9914±23	39.1525±23	-	-	38.9110±23	38.2965±23	38.0775±23
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	10.0906	18.0944	15.5035	-	-	13.0200	13.0488	8.2581
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	0.0732	0.1312	0.1124	-	-	0.0944	0.0946	0.0599
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	56.5867	67.7336	72.8773	-	-	65.2983	41.6515	21.4971
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	18.6857	18.7947	18.7850	-	-	18.9035	18.3925	18.3416
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	15.6078	15.6191	15.6272	-	-	15.6250	15.5250	15.4984
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	38.6773	38.7227	38.8635	-	-	38.6520	38.1313	37.9922
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.6882	1.0705	1.2669	-	-	0.9293	0.1394	0.0911
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0.709393±7	0.711224±6	0.710574±9	-	-	0.710742±6	0.704240±7	0.703425±5
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{80 Ma}	0.708610	0.710007	0.709134	-	-	0.709686	0.704082	0.703322
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1016	0.1033	0.1054	-	-	0.1107	0.1266	0.1171
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	0.512413±8	0.512357±8	0.512292±9	-	-	0.512343±5	0.512754±3	0.512896±8
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _{80 Ma}	0.512360	0.512303	0.512237	-	-	0.512285	0.512688	0.512835
(εNd) _{80 Ma}	-3.42	-4.54	-5.81	-	-	-4.88	2.98	5.85
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	0.0049	0.0075	0.0064	-	-	0.0048	0.0094	0.0082
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	0.282721±2	0.282673±1	0.282634±2	-	-	0.282640±2	0.282960±3	0.283046±3
(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _{80 Ma}	0.282713	0.282662	0.282624	-	-	0.282633	0.282945	0.283033
(εHf) _{80 Ma}	-0.25	-2.08	-3.40	-	-	-3.09	7.96	11.06

Приложение 1 (лист 2 из 18)

	9	10	11	12	13	14	15	16
	04-594	04-596-1	04-566	04-591	04-605	04-617	04-398	04-452
	66°56'25", 169°17'18"	66°56'08", 169°16'08"	66°48'00", 169°34'26"	66°52'47", 169°42'20"	66°52'16", 169°15'57"	66°50'54", 169°15'19"	66°50'41", 169°46'05"	66°46'49", 169°59'21"
SiO ₂	57.21	58.34	48.72	60.04	52.06	54.02	50.73	54.83
TiO ₂	0.60	0.76	1.22	0.82	1.23	1.35	0.83	0.68
Al ₂ O ₃	16.87	16.90	18.18	16.52	18.15	17.25	14.39	15.13
Fe ₂ O ₃ *	6.81	6.16	10.49	6.36	9.86	9.07	10.07	8.53
MnO	0.12	0.09	0.17	0.15	0.18	0.15	0.16	0.15
MgO	1.84	3.13	3.98	2.59	3.86	3.52	9.87	7.32
CaO	6.83	6.27	8.75	5.67	8.10	7.34	8.71	8.30
Na ₂ O	3.62	3.11	3.21	3.67	3.31	3.65	2.17	2.58
K ₂ O	0.77	2.47	0.96	2.29	1.59	1.92	1.46	1.33
P ₂ O ₅	0.38	0.24	0.31	0.24	0.35	0.96	0.25	0.18
п.п.п.	5.34	2.28	4.43	1.31	1.14	0.36	1.40	0.61
Сумма	100.38	99.76	100.40	99.65	99.84	99.59	100.04	99.62
Li	5.7	10.0	12.9	17.1	10.2	6.3	16.1	13.3
Be	0.89	1.06	0.89	1.16	1.19	0.91	0.83	0.85
Rb	38	25	47	59	37	31	38	41
Sr	882	988	615	523	652	866	490	452
Y	21.4	19.8	27.0	15.5	30.6	18.5	20.3	16.7
Cs	1.03	0.29	22.92	1.52	0.43	3.24	0.96	1.90
Ba	236	358	531	580	423	416	391	379
La	20.8	20.4	13.0	18.5	20.0	14.6	10.3	11.1
Ce	42.8	45.7	29.9	38.5	45.5	32.9	23.6	23.7
Pr	5.19	5.84	3.98	4.70	5.84	4.21	3.06	2.90
Nd	21.9	25.2	18.3	19.2	25.5	18.7	13.8	12.2
Sm	4.40	4.97	4.47	3.79	5.50	3.93	3.32	2.81
Eu	1.35	1.59	1.41	1.11	1.59	1.29	1.03	0.86
Gd	3.83	4.14	4.41	3.28	5.08	3.46	3.30	2.72
Tb	0.58	0.60	0.72	0.47	0.82	0.54	0.54	0.45
Dy	3.32	3.36	4.32	2.59	4.83	3.14	3.27	2.70
Ho	0.70	0.67	0.90	0.52	1.04	0.64	0.69	0.57
Er	1.84	1.74	2.38	1.33	2.74	1.68	1.84	1.51
Tm	0.29	0.27	0.36	0.20	0.42	0.26	0.28	0.24
Yb	2.07	1.83	2.49	1.38	2.91	1.73	1.92	1.64
Lu	0.31	0.26	0.35	0.20	0.42	0.25	0.28	0.24
Pb	5.38	5.57	5.03	7.88	6.26	5.68	5.45	6.84
Th	3.06	1.97	1.94	4.86	2.87	1.73	2.12	2.69
U	1.23	0.80	0.65	1.83	1.10	0.64	0.76	1.04
Zr	107	134	93	97	125	109	77	67
Hf	2.64	3.08	2.44	2.66	3.20	2.76	2.01	1.81
Nb	4.17	4.34	3.40	4.69	4.76	3.76	3.37	3.09
Ta	0.27	0.23	0.19	0.33	0.29	0.21	0.21	0.24
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	18.6171±15	18.4931±15	18.4390±15	18.5982±15	-	18.5108±15	18.5033±15	18.4115±15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	15.5247±9	15.5088±9	15.5170±9	15.5345±9	-	15.5180±9	15.5459±9	15.5094±9
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	38.2207±23	38.0802±23	38.2007±23	38.3011±23	-	38.1326±23	38.3207±23	38.1954±23
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	16.2688	10.2391	9.1499	16.4366	-	7.9533	9.8928	10.7347
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	0.1180	0.0743	0.0664	0.1192	-	0.0577	0.0717	0.0779
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	40.6126	25.2010	27.5742	44.0716	-	21.7821	27.8016	28.0352
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	18.4139	18.3652	18.3247	18.3929	-	18.4115	18.3798	18.2775
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	15.5150	15.5027	15.5115	15.5247	-	15.5132	15.5400	15.5030
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	38.0596	37.9802	38.0913	38.1263	-	38.0462	38.2104	38.0842
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.1247	0.0734	0.2225	0.3247	-	0.1036	0.2232	0.2608
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0.703611±5	0.703350±6	0.704175±6	0.704153±6	-	0.703588±6	0.704504±7	0.704374±6
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{80 Ma}	0.703469	0.703266	0.703922	0.703784	-	0.703470	0.704251	0.704078
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1215	0.1196	0.1478	0.1197	-	0.1273	0.1457	0.1393
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	0.512917±6	0.512962±6	0.512818±7	0.512829±6	-	0.512884±4	0.512674±7	0.512686±4
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _{80 Ma}	0.512854	0.5128899	0.512741	0.512767	-	0.512817	0.512598	0.512613
(εNd) _{80 Ma}	6.22	7.10	4.02	4.52	-	5.51	1.23	1.52
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	0.0167	0.0121	0.0207	0.0106	-	0.0127	0.0197	0.0189
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	0.283058±3	0.283103±2	0.283031±2	0.283023±3	-	0.283079±2	0.282899±5	0.282941±3
(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _{80 Ma}	0.283032	0.283084	0.282999	0.283006	-	0.283059	0.282869	0.282911
(εHf) _{80 Ma}	11.03	12.88	9.86	10.11	-	11.98	5.25	6.76

Приложение 1 (лист 3 из 18)

	17	18	19	20	21	22	23	24
	T05-51	T05-55	T05-57	T05-60	74.5/4825	70.5/5065	816/465	1273-1/465
	67°13'08", 171°17'14"	67°16'05", 171°52'34"	67°27'05", 172°12'44"	67°28'48", 172°14'46"	66°13'26", 171°40'31"	66°14'54", 171°38'00"	66°27'17", 172°01'08"	66°34'18", 171°45'22"
SiO ₂	52.99	52.00	56.87	62.11	57.65	57.99	60.12	51.96
TiO ₂	0.86	0.92	0.69	0.70	0.97	0.76	0.72	1.09
Al ₂ O ₃	15.74	16.14	16.46	16.75	19.27	16.78	18.03	18.44
Fe ₂ O ₃ *	9.16	8.94	7.47	5.43	6.95	6.14	6.58	10.51
MnO	0.15	0.18	0.13	0.11	0.09	0.09	0.10	0.18
MgO	6.35	6.34	3.99	1.50	0.99	3.12	1.91	3.85
CaO	8.83	10.01	5.54	4.54	6.47	6.26	5.61	8.17
Na ₂ O	2.45	2.15	3.69	3.58	4.58	3.11	4.70	3.52
K ₂ O	1.64	1.55	2.28	3.19	1.41	2.50	1.14	0.72
P ₂ O ₅	0.26	0.25	0.16	0.21	0.31	0.24	0.26	0.30
п.п.п.	1.55	1.52	2.69	1.86	1.58	2.81	1.14	0.78
Сумма	99.97	100.00	99.98	100.00	100.27	99.80	100.31	99.53
Li	13.8	11.1	49.9	28.1	11.8	9.5	12.4	6.8
Be	1.03	0.86	0.99	1.68	1.32	1.37	0.98	0.74
Rb	41	35	60	95	41	34	22	11
Sr	514	491	441	484	831	761	633	657
Y	20.3	22.8	20.4	26.0	14.3	15.9	16.9	22.2
Cs	1.15	0.71	16.43	0.73	1.44	0.63	1.07	0.18
Ba	549	412	776	742	693	590	510	274
La	13.0	11.6	14.4	27.2	16.1	18.1	12.8	9.8
Ce	28.6	26.8	30.0	57.6	34.1	41.4	28.4	23.3
Pr	3.60	3.60	3.63	6.86	4.21	5.20	3.65	3.23
Nd	15.5	15.7	14.7	27.1	18.0	22.0	15.7	15.1
Sm	3.99	4.18	3.73	5.77	3.69	4.45	3.36	3.65
Eu	1.14	1.10	1.07	1.34	1.12	1.20	1.15	1.26
Gd	3.53	3.71	3.24	4.80	3.12	3.63	3.07	3.64
Tb	0.56	0.60	0.52	0.73	0.44	0.52	0.48	0.59
Dy	3.41	3.69	3.12	4.21	2.40	2.85	2.76	3.61
Ho	0.71	0.79	0.69	0.88	0.48	0.57	0.58	0.76
Er	1.90	2.07	1.83	2.32	1.19	1.44	1.52	2.01
Tm	0.30	0.32	0.28	0.37	0.17	0.22	0.24	0.30
Yb	2.07	2.20	2.01	2.53	1.14	1.50	1.56	2.13
Lu	0.29	0.31	0.29	0.36	0.15	0.22	0.22	0.31
Pb	7.10	5.96	9.10	14.95	7.24	8.39	6.25	3.60
Th	3.06	2.47	4.34	9.42	3.21	5.66	1.35	0.97
U	1.01	0.77	1.88	2.93	0.83	1.99	0.45	0.33
Zr	89	84	85	129	41	154	95	73
Hf	2.32	2.24	2.27	3.57	1.36	3.96	2.40	1.96
Nb	3.42	3.10	3.41	6.49	2.84	3.96	3.04	2.75
Ta	0.21	0.18	0.28	0.47	0.19	0.24	0.17	0.15
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	18.5393±15	18.4359±15	18.6010±15	18.6918±15	18.3540±15	18.3875±15	18.1693±15	18.2088±15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	15.5461±9	15.5352±9	15.5607±9	15.5710±9	15.4969±9	15.4956±9	15.4749±9	15.4788±9
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	38.3478±23	38.3116±23	38.4228±23	38.5384±23	38.1244±23	38.1480±23	38.0247±23	38.0519±23
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	10.1353	9.1745	14.6616	13.8799	8.1342	16.8667	5.0607	6.5615
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	0.0735	0.0665	0.1063	0.08790	0.0590	0.1223	0.0367	0.0476
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	30.7732	29.5551	34.1037	45.0052	31.6829	48.2467	15.4524	19.1800
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	18.4127	18.3213	18.4179	18.5185	18.2524	18.1769	18.1061	18.1269
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	15.5401	15.5297	15.5520	15.5627	15.4921	15.4856	15.4718	15.4749
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	38.2257	38.1944	38.2875	38.3599	37.9988	37.9566	37.9634	37.9758
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.2287	0.2030	0.3927	0.5666	0.1419	0.1275	0.0990	0.0479
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0.704683±8	0.704567±9	0.705185±9	0.705488±9	0.703957±8	0.703794±7	0.704172±5	0.703991±7
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{80 Ma}	0.704423	0.704336	0.704739	0.704844	0.703795	0.703649	0.704060	0.703936
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1031	0.1612	0.1535	0.1286	0.1237	0.1223	0.1291	0.1464
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	-	0.512628±4	0.512616±4	0.512536±4	0.512801±6	0.512858±5	0.512634±3	0.512796±6
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _{80 Ma}	-	0.512544	0.512536	0.512469	0.512736	0.512794	0.512566	0.512719
(εNd) _{80 Ma}	-	0.17	0.01	-1.30	3.93	5.05	0.61	3.59
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	0.0180	0.0198	0.0183	0.0142	0.0158	0.0077	0.0132	0.0223
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	0.282891±5	0.282895±4	0.282892±4	0.282837±4	0.283044±3	0.283039±2	0.282922±3	0.283037±3
(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _{80 Ma}	0.282863	0.282865	0.282863	0.282815	0.283020	0.283027	0.282902	0.283003
(εHf) _{80 Ma}	5.06	5.10	5.05	3.36	10.58	10.85	6.41	9.98

Приложение 1 (лист 4 из 18)

	25	26	27	28	29	30	31
	1331/465	981/465	1418-1/465	T05-91	T05-92	T05-92-3	195a/87
	66°29'03", 171°59'59"	66°38'43", 172°11'19"	66°39'45", 172°11'59"	66°55'02", 172°36'15"	66°55'14", 172°37'18"	66°55'15", 172°37'19"	68°26'59", 177°07'51"
SiO ₂	51.77	57.34	51.97	51.87	50.36	50.77	59.33
TiO ₂	0.96	1.02	0.96	0.93	1.47	1.73	0.92
Al ₂ O ₃	17.42	17.36	17.47	17.74	17.58	16.67	17.72
Fe ₂ O ₃ *	9.97	7.47	9.97	8.60	9.52	11.17	5.56
MnO	0.15	0.14	0.15	0.15	0.11	0.23	0.09
MgO	5.22	2.84	5.24	4.65	4.17	2.58	2.09
CaO	8.86	6.01	8.86	8.20	7.78	8.12	5.46
Na ₂ O	3.15	3.91	3.13	3.15	3.13	3.49	2.90
K ₂ O	0.70	2.44	0.68	1.80	2.48	1.88	3.06
P ₂ O ₅	0.22	0.72	0.22	0.48	0.84	0.86	0.23
п.п.п.	1.22	1.14	0.89	2.42	2.57	2.48	2.12
Сумма	99.63	100.39	99.53	99.97	100.01	99.98	99.47
Li	4.9	14.4	12.3	15.5	18.1	23.4	51.4
Be	0.73	2.21	2.04	1.32	1.90	2.28	2.42
Rb	8	51	32	32	50	20	112
Sr	642	996	1088	1453	999	712	642
Y	17.7	27.8	31.9	19.6	26.3	40.3	35.1
Cs	0.29	0.69	0.41	0.47	0.62	0.26	7.18
Ba	319	1099	988	649	1053	853	1832
La	10.3	51.9	50.1	31.9	38.4	38.3	44.5
Ce	24.2	109.9	110.6	72.4	88.4	86.3	91.7
Pr	3.23	13.08	13.31	9.20	11.38	10.96	10.63
Nd	14.9	51.7	54.7	39.4	48.5	47.4	41.1
Sm	3.47	8.90	9.69	7.88	9.82	10.26	7.70
Eu	1.15	2.28	2.62	2.11	2.69	2.27	2.42
Gd	3.28	6.91	7.66	5.89	7.66	8.61	6.72
Tb	0.51	0.92	1.03	0.73	0.98	1.24	0.99
Dy	3.03	4.83	5.47	3.60	4.85	6.99	5.62
Ho	0.63	0.94	1.07	0.68	0.91	1.41	1.17
Er	1.63	2.33	2.66	1.62	2.16	3.62	2.99
Tm	0.25	0.35	0.40	0.23	0.31	0.55	0.47
Yb	1.69	2.37	2.67	1.60	2.01	3.63	3.31
Lu	0.24	0.34	0.38	0.22	0.28	0.51	0.46
Pb	4.99	16.79	12.78	8.00	9.61	20.40	15.90
Th	1.36	3.65	2.80	4.46	3.25	8.52	13.61
U	0.45	1.29	0.95	1.31	1.23	2.55	3.49
Zr	51	291	256	114	209	237	343
Hf	1.49	6.23	5.64	2.84	4.66	6.01	8.33
Nb	2.50	11.29	15.41	3.45	10.62	8.60	14.77
Ta	0.13	0.56	0.79	0.19	0.55	0.48	1.05
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	-	18.2918±15	18.3108±15	18.3379±15	18.4115±15	18.2350±15	19.0485±15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	-	15.5032±9	15.5077±9	15.4949±9	15.5182±9	15.4878±9	15.6333±9
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	-	38.1505±23	38.1642±23	38.1558±23	38.2324±23	38.1609±23	38.9931±23
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	-	5.4686	5.2801	11.6120	9.0437	8.8719	15.5512
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	-	0.0397	0.0383	0.0842	0.0656	0.0643	0.11279
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	-	15.5276	15.6307	39.8177	24.1426	29.8415	61.1372
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	-	18.2235	18.2449	18.1929	18.2986	18.1242	18.8543
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	-	15.4999	15.5045	15.4880	15.5128	15.4825	15.6240
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _{80 Ma}	-	38.0889	38.1022	37.9979	38.1366	38.0426	38.7506
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	-	0.1486	0.0858	0.0642	0.1439	0.0816	0.5055
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	-	0.704231±7	0.704214±5	0.703698±8	0.704467±8	0.704198±9	0.710669±8
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{80 Ma}	-	0.704062	0.704117	0.703626	0.704303	0.704105	0.710094
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	-	0.1040	0.1070	0.0799	0.1226	0.1309	0.1133
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	-	0.512700±5	0.512719±4	-	0.512758±3	0.512633±4	0.512335±6
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _{80 Ma}	-	0.512645	0.512662	-	0.512693	0.512565	0.512276
(εNd) _{80 Ma}	-	2.15	2.49	-	3.09	0.58	-5.06
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	-	0.0077	0.0095	0.0109	0.0086	0.0121	0.0079
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	-	0.282897±2	0.282903±2	0.283001±3	0.282909±3	0.282856±2	0.282634±2
(¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf) _{80 Ma}	-	0.282885	0.282888	0.282984	0.282896	0.282837	0.282621
(εHf) _{80 Ma}	-	5.83	5.92	9.32	6.20	4.12	-3.50

Приложение 1 (лист 5 из 18)

	32	33	34	35	36	37	38	39
	7938d/91	B02/91	89-01	B01/91	3876a/90	3882a/90	Br03/91	Br04/91
	67°57'35", 177°05'07"	67°53'42", 177°00'03"	67°57'35", 177°05'08"	67°53'42", 177°02'27"	67°56'35", 176°48'07"	67°56'24", 176°44'31"	67°51'08", 177°06'27"	67°52'35", 177°08'24"
SiO ₂	66.95	65.79	62.32	73.08	72.07	75.25	75.81	75.63
TiO ₂	0.72	0.70	1.58	0.25	0.38	0.23	0.19	0.17
Al ₂ O ₃	15.51	16.66	15.96	14.11	14.44	13.59	13.36	13.15
Fe ₂ O ₃ *	5.74	5.96	8.31	2.49	3.18	2.51	1.63	1.59
MnO	0.07	0.08	0.13	0.04	0.06	0.05	0.02	0.02
MgO	1.10	1.04	2.08	0.32	0.45	0.33	0.24	0.21
CaO	2.90	2.95	4.26	1.17	1.42	0.98	1.28	0.80
Na ₂ O	3.81	3.36	3.71	3.58	3.33	2.77	2.58	2.95
K ₂ O	3.00	3.24	1.33	4.86	4.56	4.22	4.87	5.46
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.33	0.08	0.11	0.07	0.03	0.03
п.п.п.	2.76	3.72	3.72	1.66	2.19	2.71	2.02	2.67
Сумма	97.25	96.73	96.38	97.64	97.74	97.16	97.84	97.22
Li	58	82	377	73	399	411	43	51
Be	1.7	1.7	2.2	2.5	2.3	2.7	3.4	2.9
Rb	93	108	43	191	148	185	223	253
Sr	176	166	181	97	106	62	148	129
Y	49	52	49	63	55	71	32	33
Cs	4.0	8.2	10.0	6.9	8.9	15.5	12.1	6.5
Ba	1189	1236	647	776	1001	578	388	477
La	50	53	35	32	39	30	43	44
Ce	105	113	78	70	84	60	86	85
Pr	12.8	13.6	9.9	8.6	10.2	7.9	10.1	10.2
Nd	52	56	42	34	41	31	38	38
Sm	10.5	11.1	9.1	8.1	8.9	7.6	7.1	7.4
Eu	1.66	1.81	1.64	0.73	1.03	0.71	0.66	0.66
Gd	9.9	10.4	8.7	8.4	8.7	8.2	5.9	6.3
Tb	1.48	1.52	1.40	1.50	1.44	1.53	0.92	0.95
Dy	8.3	8.5	8.2	9.5	8.5	9.8	5.3	5.4
Ho	1.71	1.73	1.69	2.04	1.79	2.15	1.04	1.09
Er	4.3	4.4	4.3	5.5	4.7	5.8	2.7	2.9
Tm	0.64	0.64	0.65	0.85	0.72	0.90	0.43	0.45
Yb	4.3	4.3	4.3	5.7	4.8	5.9	2.9	3.1
Lu	0.62	0.62	0.60	0.78	0.67	0.81	0.41	0.43
Pb	18	18	14	26	19	22	27	25
Th	16	17	11	15	15	14	23	25
U	2.7	2.9	3.5	5.6	3.8	4.7	7.6	7.1
Zr	369	387	260	173	243	126	135	132
Hf	9.6	9.7	6.8	5.0	6.8	4.0	4.5	4.4
Nb	11.1	11.3	11.2	7.8	8.6	7.2	8.1	6.9
Ta	0.57	0.57	0.73	0.73	0.67	0.79	0.79	0.66
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	18.8155±15	18.8081±15	18.9018±15	18.8867±15	18.8729±15	18.9057±15	18.9543±15	18.8218±15
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	15.5974±9	15.5960±9	15.6004±9	15.6049±9	15.5962±9	15.6006±9	15.5963±9	15.5499±9
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	38.4462±23	38.4235±23	38.4385±23	38.4323±23	38.4074±23	38.4014±23	38.4941±23	38.2122±23
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	10.7270	11.5150	17.5330	15.1370	14.1790	15.3530	20.2310	19.9550
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	0.0780	0.0840	0.1270	0.1100	0.1030	0.1110	0.1470	0.1450
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	63.2050	66.1100	56.4600	41.7030	57.1960	45.9170	61.1540	70.4080
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	18.5698	18.5443	18.5002	18.5400	18.5481	18.5540	18.6794	18.5507
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	15.5924	15.5906	15.5921	15.5977	15.5895	15.5933	15.5963	15.5499
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	38.2606	38.2294	38.2727	38.3099	38.2395	38.2666	38.4941	38.2122
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1.5320	1.8600	0.7107	5.7614	4.0377	8.6995	4.3023	5.6504
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0.710219±8	0.710794±8	0.708510±9	0.718506±8	0.715092±9	0.723772±8	0.712368±9	0.714227±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.707023	0.706907	0.707074	0.706647	0.706713	0.705665	0.707050	0.707243
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1210	0.1192	0.1316	0.1421	0.1306	0.1453	0.1155	0.1177
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	0.512558±6	0.512556±8	0.512564±9	0.512580±6	0.512569±7	0.512564±6	0.512446±7	0.512451±6
(εNd) _i	-0.17	-0.17	-0.21	-0.12	-0.13	-0.51	-2.84	-2.77
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	0.0090	0.0090	0.0124	0.0217	0.0138	0.0284	0.0128	0.0139
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	0.282843±1	0.282835±4	0.282846±1	0.282878±1	0.282854±1	0.282885±2	0.282757±2	0.282720±2
(εHf) _i	4.92	4.64	4.66	4.86	4.84	4.41	0.68	-0.71
T Nd _{DM} , млн лет	814	800	886	991	885	1080	926	939

Приложение 1 (лист 6 из 18)

	40	41	42	43	44	45	46	47
	5353a	2819-8	2837	3671b	3665e	3619d	88/4824	90/446
	67°55'12", 177°16'00"	67°55'14", 177°18'19"	67°54'25", 177°19'41"	67°54'00", 177°47'50"	67°55'16", 177°50'27"	67°58'59", 177°50'56"	66°13'41", 171°49'25"	66°11'35", 171°51'04"
SiO ₂	72.92	77.00	70.46	73.38	71.02	75.97	74.78	73.56
TiO ₂	0.20	0.09	0.42	0.21	0.22	0.19	0.25	0.24
Al ₂ O ₃	14.12	13.18	14.84	14.19	15.74	12.62	13.47	13.79
Fe ₂ O ₃ *	2.38	1.24	3.78	1.85	1.63	2.11	1.96	1.97
MnO	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03
MgO	0.08	0.04	0.73	0.15	0.14	0.13	0.27	0.31
CaO	0.88	0.35	3.16	0.84	0.97	1.06	1.02	1.24
Na ₂ O	2.87	3.36	3.05	2.39	3.01	2.34	2.65	2.21
K ₂ O	6.49	4.72	3.41	6.92	7.21	5.52	5.42	6.58
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.11	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05
п.п.п.	3.50	2.42	2.87	2.27	1.97	2.31	3.41	1.35
Сумма	96.15	97.45	97.15	97.80	97.90	97.40	99.89	99.98
Li	517	411	502	361	54	47	43	51
Be	3.6	3.0	2.7	3.8	4.9	4.4	3.4	2.9
Rb	356	245	153	303	349	310	223	253
Sr	134	24	275	175	168	123	148	129
Y	44	39	37	47	58	37	32	33
Cs	8.3	7.1	10.5	15.4	14.5	15.2	12.1	6.5
Ba	1900	77	920	1023	952	829	388	477
La	72	32	43	63	78	51	43	44
Ce	147	67	88	126	151	105	86	85
Pr	16.3	8.2	10.1	14.6	18.0	12.0	10.1	10.2
Nd	59	31	38	54	67	44	38	38
Sm	10.1	6.7	7.4	9.8	12.1	8.2	7.1	7.4
Eu	1.35	0.28	1.36	0.93	1.05	0.68	0.66	0.66
Gd	8.3	6.0	6.6	8.6	10.2	7.0	5.9	6.3
Tb	1.24	0.98	1.03	1.30	1.55	1.06	0.92	0.95
Dy	7.1	6.0	5.9	7.3	8.7	6.1	5.3	5.4
Ho	1.46	1.23	1.22	1.49	1.77	1.23	1.04	1.09
Er	3.9	3.3	3.2	3.9	4.5	3.2	2.7	2.9
Tm	0.61	0.52	0.49	0.60	0.70	0.49	0.43	0.45
Yb	4.2	3.6	3.3	4.1	4.7	3.3	2.9	3.1
Lu	0.61	0.52	0.48	0.59	0.66	0.46	0.41	0.43
Pb	28	19	26	33	42	31	27	25
Th	28	23	16	30	32	25	23	25
U	6.4	7.7	6.2	7.3	8.4	3.6	7.6	7.1
Zr	321	161	223	248	246	207	135	132
Hf	8.6	5.3	5.9	6.8	7.2	6.0	4.5	4.4
Nb	11.9	11.0	9.2	12.7	12.8	9.8	8.1	6.9
Ta	0.98	1.04	0.73	1.07	1.11	0.95	0.79	0.66
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	18.9628±15	18.9501±15	18.8745±15	19.0172±15	18.9796±15	18.9161±15	-	-
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	15.6211±9	15.6008±9	15.6073±9	15.6243±9	15.6226±9	15.6107±9	-	-
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb±2σ	38.9041±23	38.7185±23	38.6814±23	38.9076±23	38.8649±23	38.8457±23	-	-
²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	16.1380	28.6550	17.1160	15.6980	14.3360	8.1670	-	-
²³⁵ U/ ²⁰⁴ Pb	0.1170	0.2080	0.1240	0.1140	0.1040	0.0600	-	-
²³² Th/ ²⁰⁴ Pb	71.7710	84.6180	45.5250	65.3890	54.1870	57.2910	-	-
(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	18.7435	18.5608	18.6420	18.8040	18.7848	18.8051	-	-
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	15.6106	15.5822	15.5962	15.6141	15.6133	15.6054	-	-
(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb) _i	38.5945	38.3535	38.4850	38.6255	38.6311	38.5986	-	-
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	9.5691	29.6009	1.5927	5.7592	6.0142	7.3388	-	-
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0.715035±9	0.742401±8	0.709399±9	0.715174±9	0.715685±9	0.716904±8	-	-
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.703207	0.705809	0.707430	0.708055	0.708250	0.707832	-	-
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1027	-	0.1163	0.1091	0.1103	0.1112	-	-
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd±2σ	0.512395±8	-	0.512441±6	0.512385±8	0.512394±6	0.512382±9	-	-
(εNd) _i	-3.71	-	-2.95	-3.96	-3.80	-4.06	-	-
¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	0.0099	0.0137	0.0113	0.0120	0.0128	0.0105	-	-
¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf±2σ	0.282712±2	0.282846±2	0.282711±2	0.282692±2	0.282695±2	0.282697±3	-	-
(εHf) _i	-0.75	3.77	-0.85	-1.56	-1.52	-1.31	-	-
T Nd _{DM} , млн лет	897	-	947	963	952	995	-	-

Приложение 1 (лист 7 из 18)

	48	49	50	51	52	53	54	55
	T05-26-1	T05-32	T05-37	T05-41	T05-43	T05-59	T05-61	T05-66
	67°41'57", 170°26'35"	67°41'44", 170°29'39"	67°15'11", 171°15'38"	67°17'40", 171°12'58"	67°19'01", 171°09'34"	67°28'45", 172°14'03"	67°27'55", 172°16'06"	67°11'09", 171°46'28"
SiO ₂	71.18	70.58	63.37	67.39	72.67	73.45	75.05	69.32
TiO ₂	0.23	0.24	0.54	0.35	0.37	0.17	0.16	0.38
Al ₂ O ₃	14.91	15.01	16.68	14.83	13.61	13.11	13.19	15.23
Fe ₂ O ₃ *	2.29	1.78	4.40	2.53	2.56	1.57	1.47	2.99
MnO	0.03	0.04	0.08	0.06	0.04	0.04	0.01	0.05
MgO	0.31	0.27	1.26	0.71	0.46	0.20	0.23	0.66
CaO	1.40	1.19	3.53	2.82	0.27	0.94	0.05	2.19
Na ₂ O	3.72	2.82	3.79	3.85	3.89	3.16	0.99	3.43
K ₂ O	4.51	5.65	3.62	2.83	2.85	4.93	5.73	4.17
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.14	0.09	0.10	0.04	0.03	0.10
п.п.п.	1.28	2.33	2.48	4.46	3.11	2.25	3.03	1.31
Сумма	99.90	99.95	99.88	99.92	99.94	99.87	99.94	99.82
Li	66	72	50	17	23	72	18	35
Be	2.8	3.1	2.0	1.9	1.7	2.4	1.5	1.8
Rb	183	247	130	161	85	208	221	148
Sr	224	340	318	330	218	159	81	311
Y	33	34	28	24	23	25	19	23
Cs	6.1	7.6	1.7	11.1	2.2	8.2	7.6	4.0
Ba	1050	1270	801	924	992	744	786	953
La	48	49	30	34	23	36	32	33
Ce	97	99	62	67	51	69	64	66
Pr	10.5	11.0	7.1	7.2	5.6	7.5	6.6	7.2
Nd	39	40	27	26	22	26	23	26
Sm	7.7	8.2	6.0	5.3	5.2	5.2	4.6	5.3
Eu	0.99	1.13	1.14	0.93	1.16	0.71	0.61	1.01
Gd	6.0	6.3	4.6	3.9	3.8	3.8	3.1	4.0
Tb	0.93	0.93	0.72	0.60	0.61	0.60	0.47	0.60
Dy	5.3	5.3	4.2	3.5	3.5	3.5	2.7	3.5
Ho	1.06	1.08	0.90	0.77	0.76	0.75	0.58	0.73
Er	2.8	2.8	2.4	2.1	2.0	2.1	1.7	2.0
Tm	0.43	0.43	0.38	0.34	0.32	0.36	0.29	0.32
Yb	3.0	2.9	2.7	2.4	2.2	2.7	2.2	2.3
Lu	0.41	0.41	0.40	0.36	0.33	0.39	0.32	0.34
Pb	24	24	17	19	16	22	21	19
Th	17	18	12	14	8	19	18	14
U	4.6	4.0	2.8	4.3	2.6	4.9	8.1	3.7
Zr	187	197	193	162	165	126	133	178
Hf	6.0	6.1	5.6	4.9	4.6	4.3	4.6	5.4
Nb	7.4	7.6	6.7	6.1	5.5	6.4	6.5	6.3
Ta	0.78	0.82	0.59	0.60	0.44	0.76	0.78	0.61

Приложение 1 (лист 8 из 18)

	56	57	58	59	60	61	62	63
	T05-68	T05-73	T05-76	T05-86-1	T05-88	PT04-120	PT04-335/1	PT04-377
	67°08'13", 171°45'57"	67°07'19", 171°53'07"	67°01'19", 171°48'43"	66°57'05", 172°26'35"	66°57'31", 172°26'15"	66°48'21", 169°35'36"	66°41'01", 169°51'06"	66°48'50", 169°43'16"
SiO ₂	71.15	70.36	72.34	71.37	69.92	63.98	75.83	75.96
TiO ₂	0.27	0.36	0.35	0.29	0.36	0.63	0.12	0.10
Al ₂ O ₃	13.97	14.72	13.97	13.92	15.65	17.35	13.06	12.99
Fe ₂ O ₃ *	2.26	2.35	2.05	1.51	2.31	4.96	1.40	1.25
MnO	0.05	0.09	0.07	0.03	0.10	0.20	0.08	0.02
MgO	0.41	0.60	0.45	0.20	0.51	1.29	0.18	0.07
CaO	1.51	0.90	0.31	0.95	0.91	4.19	0.99	0.50
Na ₂ O	3.35	4.20	3.45	3.92	4.13	4.87	3.75	3.40
K ₂ O	4.46	4.44	4.79	5.15	4.19	2.22	4.59	5.19
P ₂ O ₅	0.06	0.09	0.07	0.06	0.11	0.32	0.01	0.00
п.п.п.	2.40	1.74	2.06	2.52	1.75	0.03	2.77	3.14
Сумма	99.88	99.85	99.91	99.93	99.94	99.97	97.23	96.86
Li	22	29	20	12	163	6	32	20
Be	1.9	1.8	1.7	1.9	2.4	1.47	2.38	2.03
Rb	159	113	145	131	123	67	131	139
Sr	235	248	200	172	246	526	82	67
Y	21	27	21	24	26	35.0	17.6	19.1
Cs	2.9	3.1	3.7	3.5	6.7	2.15	4.41	3.11
Ba	738	1125	1087	917	1036	813	294	784
La	33	29	15	29	30	22.7	29.8	27.6
Ce	66	60	43	58	65	47.4	52.8	45.9
Pr	6.8	6.9	4.2	6.8	7.3	6.2	5.9	5.9
Nd	23	27	16	26	28	26.5	20.3	20.6
Sm	4.6	5.7	3.9	5.1	5.7	6.5	4.1	4.2
Eu	0.69	1.09	0.61	0.96	1.18	1.75	0.38	0.48
Gd	3.5	4.5	2.9	4.1	4.6	5.68	2.94	3.04
Tb	0.53	0.69	0.51	0.63	0.70	0.91	0.44	0.44
Dy	3.1	4.0	3.1	3.7	4.1	5.34	2.50	2.58
Ho	0.67	0.88	0.71	0.80	0.87	1.18	0.56	0.57
Er	1.8	2.4	2.1	2.2	2.3	3.14	1.48	1.54
Tm	0.31	0.40	0.36	0.37	0.38	0.51	0.26	0.27
Yb	2.3	2.9	2.7	2.7	2.7	3.56	1.88	1.94
Lu	0.34	0.44	0.40	0.40	0.40	0.53	0.28	0.30
Pb	22	15	15	18	17	10.7	16.4	17.8
Th	18	9	10	10	9	5.4	12.0	12.0
U	4.4	2.8	2.9	3.2	2.8	1.99	4.17	3.66
Zr	139	216	198	172	220	171	107	111
Hf	4.5	6.1	5.8	5.2	6.1	4.3	3.4	3.5
Nb	6.3	7.3	7.0	6.6	6.8	5.79	11.62	7.16
Ta	0.74	0.58	0.58	0.53	0.54	0.37	1.03	0.66

Приложение 1 (лист 9 из 18)

	64	65	66	67	68	69	70	71
	2461a/02	35396/90	3539д/90	2239a/02	T05-4	T05-8	T05-23-1	T05-24
	66°53'12", 176°56'48"	67°56'47", 176°47'59"	67°56'49", 176°48'00"	67°05'43", 177°51'43"	68°03'52", 167°40'53"	67°48'27", 168°36'38"	67°38'03", 169°13'44"	67°38'26", 169°12'39"
SiO ₂	63.86	50.98	52.79	54.55	54.58	52.69	64.83	77.34
TiO ₂	0.70	1.07	1.41	0.99	1.16	1.00	0.67	0.11
Al ₂ O ₃	15.89	16.68	16.23	15.72	17.24	17.66	15.73	11.62
Fe ₂ O ₃ *	5.13	9.36	9.17	9.76	8.29	8.05	4.11	1.22
MnO	0.12	0.15	0.15	0.17	0.15	0.22	0.02	0.04
MgO	1.68	5.44	3.48	5.29	3.95	3.47	1.61	0.24
CaO	3.91	8.83	7.24	7.97	7.07	6.37	3.30	0.25
Na ₂ O	3.81	2.08	2.47	2.76	2.72	3.18	2.73	2.95
K ₂ O	3.34	1.53	2.07	1.34	2.37	2.04	3.75	4.41
P ₂ O ₅	0.18	0.33	0.44	0.24	0.28	0.35	0.18	0.02
п.п.п.	1.03	3.72	2.05	1.12	1.39	4.31	3.03	1.79
Сумма	99.65	100.19	97.50	99.93	99.22	99.34	99.96	99.98
Li	62	375	45	16	16	28	19	36
Be	1.7	1.6	1.7	1.1	1.2	1.5	2.0	2.6
Rb	101	55	68	49	67	51	151	208
Sr	413	527	556	372	485	1011	323	48
Y	28	24	28	30	27	28	23	14
Cs	4.2	27.6	30.3	6.2	1.0	2.9	4.9	8.5
Ba	584	437	505	440	896	1142	741	105
La	23	16	22	16	26	19	35	31
Ce	51	37	49	37	55	42	72	54
Pr	6.2	4.7	6.2	4.7	6.5	5.3	8.0	5.3
Nd	25	21	27	20	27	23	30	17
Sm	5.4	4.8	5.9	4.7	6.0	5.5	6.2	3.3
Eu	1.15	1.53	1.82	1.28	1.63	1.49	1.16	0.16
Gd	4.8	4.4	5.5	4.7	5.2	4.9	4.7	2.3
Tb	0.76	0.68	0.83	0.79	0.82	0.78	0.67	0.34
Dy	4.4	3.8	4.6	4.8	4.6	4.7	3.6	2.0
Ho	0.93	0.79	0.94	1.04	0.92	0.99	0.72	0.44
Er	2.4	2.0	2.5	2.8	2.3	2.6	1.8	1.2
Tm	0.38	0.30	0.37	0.43	0.36	0.41	0.27	0.21
Yb	2.6	2.1	2.5	3.0	2.4	2.8	1.9	1.6
Lu	0.38	0.29	0.36	0.43	0.34	0.41	0.26	0.24
Pb	32	7	9	11	9	10	10	43
Th	8	4	5	5	6	5	17	28
U	3.2	1.3	1.7	1.3	1.6	2.0	2.8	6.9
Zr	244	115	138	36	182	131	176	73
Hf	6.7	2.9	3.5	1.1	4.4	3.4	5.4	2.9
Nb	5.9	5.8	7.8	5.7	11.1	6.3	9.1	6.1
Ta	0.44	0.36	0.50	0.36	0.68	0.40	0.96	0.85

Приложение 1 (лист 10 из 18)

	72	73	74	75	76	77	78	79
	W08	1668-0600	1136-1790	0748-1743	0994-0751	0211-1562	W05	W06
	67°44'17", 169°05'38"	67°37'44", 169°02'20"	67°40'41", 169°03'50"	67°38'35", 169°03'18"	67°39'43", 168°49'12"	67°35'38", 169°01'01"	67°39'14", 168°50'42"	67°39'36", 168°50'56"
SiO ₂	61.68	58.10	56.67	54.14	54.66	76.79	77.65	71.39
TiO ₂	0.84	0.70	0.86	0.90	0.85	0.08	0.08	0.26
Al ₂ O ₃	16.92	18.21	17.06	17.70	17.82	14.72	13.17	14.58
Fe ₂ O ₃ *	7.14	5.39	8.09	8.53	5.86	0.75	1.51	3.64
MnO	0.174	0.067	0.124	0.156	0.090	0.011	0.038	0.041
MgO	1.46	1.93	2.97	3.86	6.60	0.20	0.08	0.27
CaO	1.54	3.60	6.98	5.94	6.04	0.01	0.63	1.53
Na ₂ O	2.92	3.45	2.28	2.92	3.61	0.16	5.63	4.67
K ₂ O	4.79	4.59	2.70	2.74	2.29	4.49	0.95	1.74
P ₂ O ₅	0.25	0.19	0.19	0.24	0.22	<0.02	0.05	0.05
п.п.п.	1.86	3.41	1.81	2.53	1.55	2.62	0.08	1.65
Сумма	99.57	99.64	99.73	99.66	99.59	99.83	99.87	99.82
Li	77	33	22	35	56	64	40	12
Be	1.7	1.7	1.3	1.2	2.2	2.8	2.1	1.4
Rb	103	158	78	67	161	113	20	60
Sr	261	428	387	456	543	12	56	88
Y	20	16	21	19	17	1.68	4.0	21
Cs	6.4	9.8	2.7	3.0	14	12	2.0	5.7
Ba	1576	981	742	833	1035	171	150	261
La	24	19	18	17	27	2.18	3.79	22
Ce	51	41	39	36	56	4.93	16	47
Pr	7.0	5.4	5.0	4.7	7.0	0.66	1.9	6.5
Nd	28	22	21	19	26	2.56	5.97	26
Sm	5.5	4.5	4.6	4.1	5.1	0.72	0.93	5.3
Eu	2.4	1.4	1.5	1.6	1.8	0.13	0.11	0.77
Gd	7.2	5.4	5.1	4.8	6.8	0.65	1.8	6.4
Tb	0.87	0.66	0.72	0.69	0.75	0.077	0.16	0.75
Dy	4.4	3.3	4.1	3.8	3.5	0.46	0.73	3.9
Ho	0.91	0.69	0.85	0.76	0.67	0.082	0.15	0.82
Er	2.8	2.1	2.5	2.3	2.1	0.27	0.53	2.7
Tm	0.40	0.27	0.36	0.32	0.26	0.041	0.08	0.42
Yb	2.7	2.0	2.4	2.1	1.8	0.31	0.62	3.1
Lu	0.41	0.30	0.34	0.34	0.26	0.046	0.10	0.47
Pb	29	18	16	16	25	16	8.34	7.47
Th	7.52	15	8.9	6.51	12	10	15	13
U	2.6	4.6	3.2	4.4	4.8	14	2.6	4.0
Zr	289	214	127	108	168	101	83	329
Hf	8.8	6.4	5.6	4.6	7.7	10	6.8	8.4
Nb	0.53	0.38	0.39	0.35	0.50	1.26	0.75	0.45
Ta	5.5	4.5	3.0	2.5	3.1	2.8	1.9	5.3

Приложение 1 (лист 11 из 18)

	80	81	82	83	84	85	86	87
	W18	0345-0834	0368-0817	1354-1447	0417-1800	W03	W12	W13
	67°43'23", 168°58'26"	67°36'14", 168°50'42"	67°36'22", 168°50'28"	67°41'46", 168°58'52"	67°36'47", 169°04'16"	67°35'46", 168°43'41"	67°39'50", 168°48'22"	67°39'43", 168°49'05"
SiO ₂	71.43	76.58	76.22	74.17	63.63	64.64	59.65	58.74
TiO ₂	0.38	0.11	0.14	0.26	0.53	0.50	0.91	1.08
Al ₂ O ₃	14.83	13.14	13.11	13.70	16.44	17.83	17.10	17.18
Fe ₂ O ₃ *	2.62	0.98	1.18	1.77	4.94	3.03	6.58	7.32
MnO	0.077	0.040	0.042	0.035	0.099	0.064	0.101	0.106
MgO	0.73	0.07	0.21	0.56	1.84	1.68	2.81	2.79
CaO	2.36	0.65	0.79	0.74	5.15	3.79	5.45	5.95
Na ₂ O	3.64	3.24	3.08	2.98	2.22	4.55	2.85	2.79
K ₂ O	2.77	4.33	4.30	4.59	3.42	2.42	3.05	3.04
P ₂ O ₅	0.10	<0.02	0.03	0.06	0.17	0.19	0.25	0.25
п.п.п.	0.66	0.74	0.77	0.89	1.08	1.03	0.94	0.48
Сумма	99.60	99.88	99.87	99.76	99.52	99.72	99.69	99.73
Li	33	11	7.68	28	16	15	46	32
Be	1.6	2.4	2.2	1.2	2.0	1.8	1.9	1.7
Rb	91	182	183	194	112	43	112	110
Sr	263	17	55	165	396	398	379	384
Y	8.15	8.94	11	9.79	18	8.3	21	23
Cs	11.62	7.0	7.3	10	8.0	1.7	15.30	8.9
Ba	1780	56	121	526	491	616	776	736
La	19	16	23	19	23	14	26	21
Ce	33	32	40	36	47	27	56	44
Pr	3.6	3.7	4.4	4.0	6.0	3.4	7.4	5.9
Nd	13	12	14	13	23	13	29	24
Sm	2.1	2.0	2.4	2.4	4.4	2.3	5.8	5.1
Eu	1.5	0.13	0.20	0.67	1.1	1.0	1.6	1.6
Gd	3.5	2.9	3.4	3.3	5.5	3.2	7.7	6.8
Tb	0.32	0.31	0.37	0.36	0.68	0.36	0.91	0.86
Dy	1.5	1.6	1.9	1.8	3.4	1.6	4.5	4.5
Ho	0.30	0.32	0.39	0.39	0.72	0.34	0.87	0.90
Er	1.0	1.1	1.3	1.2	2.2	1.1	2.6	2.7
Tm	0.14	0.17	0.20	0.18	0.32	0.14	0.35	0.37
Yb	1.0	1.2	1.3	1.3	2.1	0.95	2.3	2.5
Lu	0.16	0.19	0.21	0.20	0.30	0.13	0.33	0.37
Pb	17	15	24	26	14	14	13	17
Th	7.83	21	24	23	22	5.03	9.32	7.36
U	2.1	7.9	8.2	5.3	7.2	1.1	2.4	2.7
Zr	150	102	98	155	173	112	195	132
Hf	1.4	2.1	1.7	2.4	2.1	0.81	1.0	0.76
Nb	3.3	7.4	6.3	4.8	7.0	3.9	8.7	9.0
Ta	0.20	0.94	0.64	0.46	0.53	0.26	0.49	0.59

Приложение 1 (лист 12 из 18)

	88	89	90	91	92	93	94	95
	0345-1823	0286-1603	0392-1803	0828-0620	1431-2045	M6798-3337	M6868-3499	M3756-7925
	67°36'25", 169°04'37"	67°36'04", 169°01'34"	67°36'40", 169°04'19"	67°38'49", 168°47'24"	67°42'18", 169°07'19"	67°17'35", 163°27'14"	67°19'00", 163°29'28"	67°23'42", 163°32'42"
SiO ₂	69.69	68.78	68.63	66.40	65.69	48.91	52.74	49.88
TiO ₂	0.35	0.36	0.45	0.53	0.22	0.97	0.93	0.74
Al ₂ O ₃	16.05	16.54	16.27	16.23	17.98	20.25	15.70	18.71
Fe ₂ O ₃ *	2.12	2.24	2.34	3.27	2.14	10.06	7.02	8.97
MnO	0.055	0.066	0.067	0.072	0.041	0.247	0.116	0.111
MgO	0.49	0.35	0.65	1.25	0.31	4.27	3.29	4.04
CaO	1.26	1.39	2.05	3.28	3.36	9.12	10.26	8.93
Na ₂ O	4.53	4.66	4.59	3.12	3.68	2.57	2.87	3.07
K ₂ O	4.14	4.20	4.03	4.32	4.42	0.37	0.34	0.68
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.14	0.18	0.05	0.18	0.18	0.34
п.п.п.	0.98	1.06	0.51	1.08	1.66	2.65	4.99	3.77
Сумма	99.76	99.75	99.73	99.73	99.55	99.60	98.44	99.24
Li	26	12	41	38	56	22	17	11
Be	2.5	2.3	2.4	2.2	2.3	0.74	0.73	1.0
Rb	101	88	116	186	139	5.7	3.9	14
Sr	79	94	147	271	338	551	548	799
Y	15	14	12	17	24	15	14	16
Cs	5.1	7.5	10	10	7.5	2.1	0.64	0.88
Ba	785	789	810	664	1645	477	372	599
La	16	16	17	28	62	7.16	6.45	10
Ce	32	21	34	59	123	16	15	24
Pr	4.5	4.5	4.2	7.4	15	2.2	1.9	3.5
Nd	17	17	16	28	53	9.82	9.08	16
Sm	3.3	3.1	3.0	5.3	8.6	2.4	2.2	3.4
Eu	0.86	0.91	1.1	1.3	2.4	1.2	0.99	1.5
Gd	4.3	4.2	4.3	7.0	13	2.7	2.5	4.2
Tb	0.54	0.53	0.48	0.77	1.3	0.48	0.44	0.61
Dy	3.0	2.9	2.4	3.6	5.0	2.6	2.4	2.9
Ho	0.64	0.60	0.50	0.65	0.95	0.52	0.48	0.60
Er	2.0	1.9	1.5	2.1	3.2	1.6	1.4	1.8
Tm	0.29	0.26	0.23	0.27	0.39	0.22	0.20	0.25
Yb	2.0	2.0	1.6	1.8	2.6	1.6	1.4	1.7
Lu	0.31	0.29	0.23	0.26	0.36	0.20	0.19	0.21
Pb	12	11	41	28	40	18	102	18
Th	16	12	8.82	21	19	0.55	0.45	0.64
U	2.8	1.7	2.5	3.8	4.5	0.32	0.19	0.30
Zr	267	278	294	167	230	59	49	39
Hf	2.9	2.1	2.3	2.0	2.2	1.8	1.7	0.60
Nb	8.8	8.3	6.1	8.7	7.2	3.8	2.9	1.8
Ta	0.69	0.64	0.46	0.76	0.54	0.22	0.15	0.07

Приложение 1 (лист 13 из 18)

	96	97	98	99	100	101	102	103
	M4283-7643	M6602-3446	M7466-3440	M3784-7595	M6635-3517	S10Б	S12/01	S1SE
	67°22'16", 163°40'08"	67°16'34", 163°28'48"	67°21'11", 163°28'26"	67°21'54", 163°33'11"	67°16'44", 163°29'46"	68°26'28", 177°29'44"	69°10'21", 177°06'59"	68°55'19", 177°06'25"
SiO ₂	50.17	53.42	50.41	52.23	52.53	67.87	67.98	66.66
TiO ₂	0.97	0.85	1.05	1.08	0.66	0.58	0.23	0.78
Al ₂ O ₃	17.87	18.11	18.37	18.44	16.89	13.52	12.20	15.13
Fe ₂ O ₃	8.70	8.06	7.50	7.17	6.79	2.76	2.61	1.73
FeO	-	-	-	-	-	0.86	-	1.69
MnO	0.119	0.119	0.136	0.131	0.161	0.06	0.04	0.04
MgO	4.43	2.51	4.44	3.33	7.22	0.55	0.13	0.59
CaO	6.92	8.15	9.47	7.86	5.61	3.22	2.74	3.09
Na ₂ O	3.49	3.15	3.77	3.28	3.49	2.10	2.40	3.09
K ₂ O	1.05	1.55	1.27	2.61	1.69	5.22	2.34	5.14
P ₂ O ₅	0.27	0.19	0.44	0.53	0.25	<0.1	0.07	<0.1
п.п.п.	4.39	1.73	2.20	2.55	3.53	3.25	8.68	2.06
Сумма	98.38	97.84	99.06	99.21	98.82	100.00	99.89	100.00
Li	24	14	14	13	40	46.7	28.6	28.0
Be	1.1	0.74	1.4	1.4	0.90	2.9	2.6	2.1
Rb	21	19	18	53	34	239	101	135
Sr	735	526	1065	628	506	163	633	297
Y	16	16	16	19	14	32.7	30.1	21.9
Cs	0.48	2.6	1.3	1.3	5.2	6.3	29.1	4.2
Ba	561	552	955	1051	1024	1602	2681	5423
La	12	7.02	18	20	14.27	57.5	39.0	37.1
Ce	27	16	40	44	31	90.4	81.1	69.9
Pr	3.7	2.3	5.4	5.7	3.8	11.4	9.5	8.2
Nd	17	10	23	23	15	41.7	36.3	30.9
Sm	3.8	2.6	4.4	4.9	3.1	7.9	7.0	5.7
Eu	1.5	1.2	1.9	1.9	1.4	1.1	1.0	2.0
Gd	4.5	2.9	5.5	5.4	3.6	7.4	6.6	5.2
Tb	0.64	0.50	0.71	0.78	0.51	1.1	1.0	0.77
Dy	3.0	2.8	3.1	3.7	2.4	6.5	5.8	4.4
Ho	0.62	0.57	0.58	0.70	0.47	1.3	1.2	0.93
Er	1.8	1.7	1.7	2.2	1.4	3.7	3.6	2.7
Tm	0.26	0.24	0.23	0.29	0.21	0.53	0.53	0.39
Yb	1.8	1.7	1.7	2.1	1.5	3.5	3.7	2.7
Lu	0.23	0.23	0.20	0.27	0.20	0.53	0.56	0.42
Pb	17	10	146	29	40	21.2	20.3	19.7
Th	2.2	0.62	2.1	4.8	3.1	17.0	13.4	12.5
U	0.87	0.26	0.97	1.9	1.6	2.8	3.6	2.9
Zr	59	41	59	135	99	121	343	322
Hf	2.2	0.42	1.7	3.6	2.7	4.1	9.1	8.5
Nb	2.6	3.1	4.7	5.6	3.4	15.8	13.3	15.8
Ta	0.12	0.14	0.22	0.31	0.19	0.79	0.77	0.93

Приложение 1 (лист 14 из 18)

	104	105	106	107	108	109	110	111
	4107/1	188-3/460	2586/460	2587-3/460	gm1a/02	T06-8	B-3/91	B-4/91
	68°31'41", 177°16'56"	68°40'24", 174°27'23"	68°46'04", 174°17'49"	68°46'31", 174°20'32"	68°01'29", 176°07'47"	67°52'22", 176°05'51"	67°54'02", 177°11'25"	67°53'13", 177°12'49"
SiO ₂	69.08	70.85	69.76	67.90	71.46	71.66	69.08	69.82
TiO ₂	0.11	0.38	0.46	0.28	0.09	0.11	0.19	0.16
Al ₂ O ₃	12.63	13.21	12.70	14.55	11.12	12.68	13.12	12.94
Fe ₂ O ₃	1.36	2.35	1.09	2.75	0.62	1.45	2.40	2.34
FeO	0.29	-	1.15	-	0.54	-	-	-
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
MgO	<0.25	0.14	<0.25	0.18	<0.25	0.05	0.10	0.08
CaO	3.27	1.53	2.77	2.55	1.65	0.94	2.55	2.38
Na ₂ O	2.24	2.81	4.36	2.80	4.44	2.78	2.89	2.90
K ₂ O	2.44	4.17	1.41	3.89	1.84	2.82	3.12	3.07
P ₂ O ₅	<0.1	0.05	<0.1	0.07	<0.1	0.02	0.03	0.03
п.п.п.	8.53	4.08	6.27	4.59	8.21	7.06	6.00	6.04
Сумма	100.00	99.77	100.00	99.83	100.00	99.69	99.68	99.94
Li	60.0	14.3	29.5	23.8	7.3	27.1	18.3	19.7
Be	3.7	2.8	2.5	2.4	2.5	2.8	3.4	3.4
Rb	140	151	113	112	381	209	191	231
Sr	179	86.0	1271	210	55.6	52.3	75.6	95.9
Y	52.1	32.5	26.3	25.8	30.5	26.0	30.8	35.9
Cs	92.3	10.2	364	8.6	48.1	10.1	36.3	36.7
Ba	431	734	1884	867	354	355	542	555
La	55.6	39.1	36.2	28.5	32.4	38.1	83.7	86.7
Ce	102	78.2	74.8	59.8	69.4	82.4	135	153
Pr	12.4	9.2	8.3	6.8	7.8	9.0	16.0	16.7
Nd	45.7	35.0	31.1	25.7	29.2	33.8	55.6	58.1
Sm	9.1	6.7	5.8	5.1	5.7	6.2	8.6	9.4
Eu	0.12	0.50	0.78	0.67	0.22	0.29	0.50	0.54
Gd	8.9	6.4	5.4	4.8	5.4	5.7	7.0	7.7
Tb	1.4	0.96	0.83	0.73	0.83	0.87	0.99	1.1
Dy	8.2	5.7	4.9	4.4	5.0	5.2	5.5	6.2
Ho	1.7	1.2	0.99	0.91	1.0	1.0	1.1	1.2
Er	5.1	3.4	3.0	2.8	3.2	3.2	3.3	3.7
Tm	0.75	0.50	0.44	0.40	0.47	0.46	0.48	0.52
Yb	5.0	3.4	3.0	2.7	3.2	3.2	3.3	3.6
Lu	0.73	0.51	0.45	0.40	0.47	0.47	0.49	0.53
Pb	26.1	18.4	21.0	13.3	19.5	25.1	18.1	26.2
Th	28.8	13.6	15.0	11.5	16.3	17.5	20.9	25.4
U	6.8	3.2	4.3	2.4	4.8	5.5	3.1	5.6
Zr	126	144	161	151	117	124	243	235
Hf	5.1	5.1	5.0	4.8	4.6	5.2	7.3	7.3
Nb	14.5	12.1	9.9	9.2	8.9	9.5	13.8	13.7
Ta	1.3	0.74	0.66	0.62	0.67	0.81	0.89	0.91

Приложение 1 (лист 15 из 18)

	112	113	114	115	116	117	118	119
	T05-34	T05-41	T05-60	T05-84	T05-90/1	PT04-418	PT04-560	T05-576
	67°33'20", 170°22'50"	67°17'40", 171°12'58"	67°28'48", 172°14'46"	66°54'55", 172°17'20"	66°55'02", 172°36'02"	66°52'45", 169°24'25"	66°48'00", 169°34'12"	66°56'30", 170°23'43"
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	71.07	-
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.06	-
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	12.82	-
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1.24	-
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	0.07	-
MgO	-	-	-	-	-	-	0.06	-
CaO	-	-	-	-	-	-	0.75	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	2.85	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	3.87	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0.03	-
п.п.п.	-	-	-	-	-	-	6.76	-
Сумма	-	-	-	-	-	-	99.75	-
Li	30.4	17.0	28.3	12.4	15.9	20.9	2.8	11.4
Be	2.8	1.8	1.6	1.4	2.8	1.5	1.6	2.2
Rb	173	137	75.3	57.5	77.7	84.2	329	149
Sr	120	281	397	412	2562	207	72.9	195
Y	28.0	18.0	21.6	11.2	23.0	12.1	12.5	23.2
Cs	3.4	9.7	0.7	3.5	11.9	2.9	20.2	8.6
Ba	1157	862	695	642	1011	618	698	596
La	43.7	29.6	25.3	19.3	32.1	18.7	21.4	28.6
Ce	98.0	58.9	52.5	36.8	58.0	36.6	41.8	60.2
Pr	10.0	6.4	6.4	4.3	8.0	4.0	4.4	6.7
Nd	37.9	22.9	25.2	16.2	33.1	14.0	15.9	25.6
Sm	7.2	4.1	5.1	2.8	6.0	2.4	2.7	5.0
Eu	1.0	0.73	1.1	0.68	1.4	0.47	0.25	0.71
Gd	6.6	3.6	4.8	2.5	5.4	2.2	2.5	4.8
Tb	0.99	0.56	0.71	0.38	0.75	0.34	0.39	0.73
Dy	5.8	3.3	4.1	2.3	4.1	2.1	2.3	4.6
Ho	1.2	0.70	0.84	0.47	0.83	0.45	0.48	0.92
Er	3.5	2.2	2.5	1.4	2.6	1.5	1.5	2.8
Tm	0.54	0.32	0.37	0.23	0.39	0.24	0.23	0.41
Yb	3.6	2.2	2.4	1.6	2.6	1.7	1.7	2.8
Lu	0.54	0.34	0.37	0.24	0.40	0.28	0.26	0.43
Pb	24.0	18.1	13.4	13.2	10.8	12.7	14.1	20.4
Th	16.1	13.4	8.5	6.7	7.4	8.1	8.9	14.8
U	5.2	4.0	2.4	2.0	1.7	2.2	3.0	5.5
Zr	256	105	140	78.4	208	69.1	71.7	129
Hf	7.5	3.6	4.2	2.7	5.9	2.5	3.0	4.8
Nb	12.9	8.0	8.1	5.9	9.3	5.6	6.9	9.2
Ta	0.84	0.58	0.50	0.43	0.51	0.45	0.60	0.84

Приложение 1 (лист 16 из 18)

	120	121	122	123	124	125	126	127
	AK08-101	AK08-102/1	AK08-105	AV08-274	AV08-276	PT-04-335/1	03-T1	255.01/08
	66°46'32", 169°52'02"	66°46'34", 169°52'01"	66°46'39", 169°53'17"	66°45'06", 170°00'32"	66°45'01", 170°00'30"	66°41'01", 169°51'06"	66°05'30", 169°40'58"	65°50'33", 171°21'24"
SiO ₂	66.89	70.82	69.74	69.40	65.77	-	64.33	66.35
TiO ₂	0.38	0.44	0.26	0.49	0.60	-	0.43	0.47
Al ₂ O ₃	11.57	13.61	12.97	13.63	14.57	-	17.68	16.32
Fe ₂ O ₃	2.10	1.70	1.37	2.23	2.59	-	4.49	4.36
FeO	0.63	1.31	0.36	1.54	1.64	-	-	-
MnO	0.04	0.05	0.09	0.07	0.10	-	0.07	0.06
MgO	0.60	0.36	<0.25	0.25	0.36	-	1.18	0.76
CaO	3.64	1.62	1.65	3.38	3.85	-	3.32	3.91
Na ₂ O	1.97	2.24	3.93	3.03	3.02	-	3.37	2.76
K ₂ O	2.62	6.47	2.43	4.77	6.27	-	2.48	3.90
P ₂ O ₅	0.09	0.09	<0.1	0.09	0.10	-	0.12	0.14
п.п.п.	9.47	1.29	7.20	1.12	1.13	-	2.11	0.69
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	-	99.78	99.91
Li	18.5	30.3	7.5	43.3	42.8	22.1	14.0	44.5
Be	2.0	1.3	1.7	1.0	1.4	2.3	1.0	1.7
Rb	161	148	138	116	134	122	40.2	113
Sr	256	86.5	145	178	191	79.1	345	297
Y	23.0	13.0	13.5	16.9	15.5	13.3	16.7	19.0
Cs	12.1	1.3	19.6	1.5	1.9	3.8	0.43	2.9
Ba	655	1067	842	701	735	291	819	685
La	32.3	21.8	19.1	24.9	25.4	24.8	14.9	25.7
Ce	65.1	43.3	37.3	50.4	51.8	45.8	29.8	50.0
Pr	7.4	5.0	4.3	5.6	6.1	4.8	3.5	6.0
Nd	27.4	17.9	16.2	20.7	22.2	16.8	14.3	22.4
Sm	5.0	3.4	3.0	3.9	4.1	2.9	3.0	4.3
Eu	0.58	0.45	0.57	0.61	0.69	0.23	0.82	0.81
Gd	4.5	2.9	2.7	3.5	3.7	2.4	3.1	4.0
Tb	0.69	0.43	0.42	0.53	0.55	0.36	0.48	0.59
Dy	4.0	2.5	2.6	3.2	3.1	2.1	3.0	3.5
Ho	0.83	0.52	0.55	0.65	0.65	0.44	0.64	0.72
Er	2.4	1.5	1.7	2.0	2.0	1.3	1.9	2.2
Tm	0.35	0.21	0.25	0.30	0.28	0.22	0.28	0.32
Yb	2.3	1.5	1.9	2.0	1.9	1.6	1.9	2.2
Lu	0.32	0.23	0.27	0.31	0.28	0.24	0.28	0.34
Pb	13.0	12.6	9.5	15.3	16.0	13.8	8.8	16.2
Th	13.8	12.5	4.9	11.7	12.4	9.9	2.9	12.0
U	4.5	2.2	1.7	2.5	2.4	3.2	0.8	1.9
Zr	97.5	79.9	70.9	86.1	88.0	81.6	58.8	109
Hf	3.3	2.9	2.5	3.0	3.1	3.1	1.9	3.5
Nb	8.4	7.4	6.1	7.5	8.0	12.0	6.1	7.7
Ta	0.61	0.56	0.37	0.54	0.58	0.90	0.30	0.55

Приложение 1 (лист 17 из 18)

	128	129	130	131	132	133	134	135
	256.01/08	380-67/02	val16/02	val2a/02	276.02/13	283.01/13	284.01/13	304.01/13
	65°50'23", 171°22'02"	66°08'10", 171°35'27"	66°23'15", 177°34'38"	66°25'30", 177°36'41"	65°39'11", 170°11'13"	65°39'16", 170°10'08"	65°39'03", 170°11'19"	65°39'36", 170°13'31"
SiO ₂	66.75	64.14	65.52	75.47	54.02	48.22	56.19	51.19
TiO ₂	0.51	0.52	0.52	0.21	0.80	0.84	0.92	0.67
Al ₂ O ₃	14.75	15.37	14.83	12.72	19.55	20.08	17.79	21.36
Fe ₂ O ₃	2.23	5.12	1.01	1.25	8.05	10.36	8.19	8.37
FeO	2.50	-	0.98	0.27	-	-	-	-
MnO	0.08	0.07	0.08	0.02	0.18	0.19	0.18	0.15
MgO	0.59	1.98	<0.25	<0.25	2.45	4.28	0.91	3.12
CaO	4.71	4.51	3.15	0.89	6.84	10.16	4.76	9.53
Na ₂ O	3.62	2.83	3.63	2.91	4.25	2.95	4.49	3.61
K ₂ O	2.90	2.95	3.40	3.87	0.39	0.13	1.38	0.37
P ₂ O ₅	0.12	0.15	<0.1	<0.1	0.37	0.24	0.44	0.24
п.п.п.	1.25	1.80	6.88	2.40	2.75	0.72	3.64	0.44
Сумма	100.00	99.61	100.00	100.00	99.65	98.17	98.89	99.05
Li	34.9	49.8	7.8	23.2	22.8	15.8	11.0	8.2
Be	1.7	1.8	2.3	1.4	0.5	0.5	0.3	0.4
Rb	101	96.0	63.8	73.2	6	1	17	4
Sr	333	296	229	92.5	764	661	315	776
Y	23.2	23.5	19.5	7.9	21.2	16.5	28.4	13.0
Cs	4.3	3.7	28.2	1.2	1.03	0.72	1.33	0.56
Ba	647	634	1013	999	300	174	575	224
La	27.8	25.8	33.5	25.7	11.8	7.2	17.3	7.2
Ce	56.4	54.2	69.2	35.7	25.7	16.5	38.0	16.9
Pr	6.8	6.2	7.7	4.8	3.8	2.3	5.6	2.4
Nd	25.8	24.0	29.9	16.5	18.0	11.5	26.0	11.6
Sm	5.0	4.6	5.0	2.6	4.3	2.9	6.2	2.7
Eu	0.88	0.82	1.0	0.36	1.50	1.06	1.76	0.99
Gd	4.8	4.5	4.3	2.0	4.4	3.0	6.2	2.7
Tb	0.71	0.68	0.66	0.29	0.69	0.51	0.98	0.43
Dy	4.2	4.0	3.8	1.6	4.2	3.1	5.6	2.5
Ho	0.85	0.82	0.77	0.30	0.81	0.62	1.11	0.49
Er	2.6	2.5	2.4	0.88	2.4	1.9	3.3	1.5
Tm	0.38	0.36	0.36	0.13	0.34	0.28	0.47	0.21
Yb	2.6	2.4	2.5	0.91	2.3	1.8	3.0	1.4
Lu	0.39	0.37	0.37	0.14	0.34	0.27	0.45	0.20
Pb	17.0	14.8	17.4	17.0	6.7	2.7	13.7	3.8
Th	11.1	10.8	6.4	12.0	1.2	0.5	1.8	0.6
U	3.2	3.2	1.9	2.9	0.43	0.19	0.69	0.21
Zr	114	105	387	58.5	80	54	156	54
Hf	3.6	3.4	9.5	2.4	2.4	1.7	4.3	1.5
Nb	7.9	7.6	15.6	5.9	3.3	2.5	5.9	1.8
Ta	0.53	0.53	1.0	0.50	0.50	0.28	0.39	0.20

Приложение 1 (лист 18 из 18)

	136	137	138	139	140	141
	315.01/13	366.02/13	367.01/13	365.03/13	365.02/13	316.01/13
	65°39'27", 170°18'32"	65°35'56", 170°08'47"	65°35'49", 170°09'04"	65°35'59", 170°08'51"	65°36'00", 170°08'52"	65°39'40", 170°18'51"
SiO ₂	74.45	74.72	66.89	54.90	50.83	53.26
TiO ₂	0.13	0.12	0.71	0.65	0.79	0.92
Al ₂ O ₃	14.32	14.22	16.46	19.94	21.6	17.66
Fe ₂ O ₃	0.99	1.09	3.91	7.29	8.20	9.08
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0.09	0.03	0.13	0.15	0.15	0.15
MgO	0.12	0.11	0.49	2.82	3.00	4.04
CaO	0.58	0.69	2.35	8.06	8.95	8.70
Na ₂ O	3.2	3.65	4.53	3.55	3.63	2.69
K ₂ O	4.19	3.83	2.92	0.8	0.11	1.14
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.16	0.24	0.25	0.29
п.п.п.	1.02	0.78	0.97	0.62	1.15	0.30
Сумма	99.12	99.27	99.52	99.02	98.66	98.23
Li	3.8	2.6	5.2	7.2	11.1	15.1
Be	0.0	0.1	0.3	0.2	0.4	0.3
Rb	74	59	34	9	1	13
Sr	73	149	264	591	671	567
Y	8.4	10.2	32.3	16.8	17.9	21.6
Cs	1.18	0.71	0.28			0.49
Ba	1229	1196	922	427	240	542
La	19.3	26.0	18.1	9.9	9.8	13.8
Ce	32.5	32.1	40.2	22.0	22.1	30.4
Pr	3.3	4.6	5.4	3.0	3.1	4.1
Nd	11.4	15.6	23.8	13.8	14.5	18.8
Sm	1.8	2.5	5.4	3.1	3.5	4.2
Eu	0.53	0.59	1.59	1.13	1.21	1.19
Gd	1.9	2.5	5.6	3.2	3.5	4.4
Tb	0.26	0.34	0.95	0.52	0.59	0.70
Dy	1.4	1.9	5.7	3.1	3.4	4.0
Ho	0.29	0.36	1.15	0.62	0.70	0.81
Er	0.9	1.1	3.6	1.9	2.1	2.4
Tm	0.15	0.18	0.55	0.27	0.32	0.35
Yb	1.1	1.3	3.7	1.7	1.9	2.2
Lu	0.17	0.19	0.57	0.23	0.29	0.33
Pb	10.4	23.8	10.0	3.8	4.9	7.7
Th	6.0	6.6	2.4	1.0	0.8	2.6
U	1.65	1.74	0.89	0.40	0.23	0.98
Zr	79	82	180	72	74	121
Hf	2.2	2.5	5.7	1.9	1.9	3.1
Nb	4.7	5.1	9.8	2.9	3.0	3.7
Ta	0.25	0.32	0.41	0.16	0.04	0.06

Приложение 2. Результаты зондового анализа вкрапленников из кремнекислых вулканитов северной части ОЧВП

плаггиоклаз

№ обр.	Т05-41												
№ ан-за	3-4	3-5	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-18	3-19	3-20	3-21	4-1
SiO ₂	56.04	56.27	56.27	57.15	57.62	57.79	57.62	59.29	51.73	54.04	53.66	54.71	60.02
Al ₂ O ₃	27.35	27.18	27.37	26.56	26.37	26.10	25.90	24.52	30.66	29.28	29.35	28.13	24.67
FeO	0.36	0.75	0.28	0.18	0.37	0.31	0.37	1.17	0.21	0.14	0.14	1.23	0.19
CaO	9.00	8.79	8.62	8.34	7.71	7.53	7.49	6.52	12.10	10.85	10.65	9.81	6.16
Na ₂ O	6.70	6.11	6.62	6.98	7.29	7.18	7.40	7.04	4.49	5.15	5.34	5.31	8.15
K ₂ O	0.63	1.06	0.80	0.92	0.92	1.04	1.04	1.88	0.70	0.70	0.82	0.94	1.30
Сумма	100.07	100.16	99.96	100.13	100.28	99.96	99.82	100.42	99.87	100.16	99.96	100.13	100.50
<i>Ab</i>	0.06	0.54	0.57	0.59	0.61	0.61	0.62	0.62	0.39	0.45	0.46	0.48	0.68
<i>An</i>	0.02	0.43	0.41	0.39	0.36	0.36	0.35	0.32	0.59	0.53	0.51	0.49	0.28
<i>Or</i>	0.93	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04
№ обр.	Т05-41												
№ ан-за	4-1	4-2	4-3	4-4	4-5	4-6	4-7	4-8	4-9	8А-3	8А-4	9-9	9-10
SiO ₂	59.59	60.24	58.67	58.63	59.06	59.70	59.23	59.76	60.02	59.66	59.12	58.59	57.90
Al ₂ O ₃	25.01	24.65	25.88	25.33	24.84	24.56	25.61	24.95	24.74	25.03	25.33	25.78	26.44
FeO	0.18	0.21	0.12	0.23	1.16	0.63	0.10	0.18	0.18	0.27	0.24	0.08	0.05
CaO	6.59	6.03	7.25	6.72	6.37	5.74	6.58	6.24	5.91	6.73	7.01	7.29	7.90
Na ₂ O	7.70	8.22	7.52	7.68	7.66	8.02	7.72	7.91	8.40	7.62	7.43	7.20	7.08
K ₂ O	1.30	1.37	0.99	1.25	1.59	1.88	1.37	1.40	1.11	1.16	0.92	1.42	0.94
Сумма	100.37	100.72	100.43	99.85	100.67	100.53	100.62	100.45	100.36	100.46	100.05	100.36	100.31
<i>Ab</i>	0.65	0.68	0.63	0.65	0.65	0.68	0.65	0.67	0.70	0.65	0.64	0.61	0.60
<i>An</i>	0.31	0.28	0.34	0.31	0.30	0.27	0.31	0.29	0.27	0.32	0.33	0.34	0.37
<i>Or</i>	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
№ обр.	Т05-41						Т05-60						
№ ан-за	9-11	13-12	13-13	13-14	14-1	14-2	3-3	3-4	3-5	3-6	3-7	3А-2	3А-3
SiO ₂	59.21	57.62	58.24	60.21	59.91	60.21	56.59	56.36	56.38	58.44	56.49	56.36	54.43
Al ₂ O ₃	25.33	26.14	26.48	24.50	24.46	24.10	27.31	27.54	27.11	25.75	27.29	27.18	28.58
FeO	0.13	0.31	0.10	0.08	0.15	0.99	0.28	0.26	0.39	0.27	0.23	0.23	0.30
CaO	6.71	7.60	7.64	6.01	5.95	5.78	9.07	8.81	9.07	7.20	8.88	9.09	10.15
Na ₂ O	7.74	7.20	7.06	8.21	8.11	7.75	6.15	6.40	6.23	7.24	6.36	6.15	5.58
K ₂ O	1.11	1.25	0.89	1.28	1.74	1.64	0.82	0.92	0.96	1.21	0.89	0.96	0.82
Сумма	100.22	100.12	100.43	100.28	100.33	100.48	100.23	100.28	100.13	100.09	100.14	99.97	99.85
<i>Ab</i>	0.65	0.61	0.61	0.69	0.68	0.67	0.54	0.55	0.54	0.62	0.55	0.53	0.49
<i>An</i>	0.31	0.36	0.37	0.28	0.27	0.28	0.44	0.42	0.43	0.34	0.42	0.44	0.49
<i>Or</i>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
№ обр.	Т05-60												
№ ан-за	3А-4	4-4	4-5	4-6	4-7	4-8	4-9	4-10	6-9	6-10	6-11	8-1	8-2
SiO ₂	56.57	56.68	57.04	51.21	56.89	57.49	57.09	55.46	55.50	55.54	55.74	55.95	56.12
Al ₂ O ₃	26.94	27.01	26.95	30.92	26.94	26.44	26.80	28.30	28.09	28.26	27.58	27.97	27.31
FeO	0.40	0.30	0.24	0.48	0.28	0.33	0.40	0.18	0.21	0.37	0.39	0.18	0.37
CaO	8.79	8.67	8.72	12.80	8.79	8.15	8.57	9.73	9.72	9.76	9.62	9.55	9.24
Na ₂ O	6.47	6.60	6.50	3.95	6.28	6.71	6.23	5.80	6.01	5.76	5.86	5.86	6.35
K ₂ O	1.08	0.87	1.04	0.39	0.80	1.06	0.96	0.77	0.70	0.77	0.96	0.89	0.87
Сумма	100.25	100.12	100.50	99.74	99.98	100.19	100.05	100.23	100.22	100.46	100.14	100.41	100.26
<i>Ab</i>	0.55	0.57	0.56	0.35	0.55	0.58	0.55	0.51	0.52	0.50	0.51	0.51	0.54
<i>An</i>	0.42	0.41	0.41	0.63	0.43	0.39	0.42	0.47	0.46	0.47	0.46	0.46	0.44
<i>Or</i>	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02

№ обр.	T05-60												T05-77/2
№ ан-за	8-3	8-4	9-1	13-1	13-2	13-3	13-9	13-10	14-1	14-3	14-5	14-7	2-1
SiO ₂	56.36	56.04	66.26	55.65	54.47	55.11	57.26	56.27	56.64	56.01	57.49	57.26	60.88
Al ₂ O ₃	27.07	27.54	20.61	27.56	28.48	28.22	26.75	27.31	26.94	27.75	26.46	26.90	23.76
FeO	0.22	0.27	0.01	0.35	0.49	0.33	0.31	0.33	0.50	0.50	0.37	0.44	0.23
CaO	9.09	9.13	1.37	9.51	10.28	9.94	8.46	9.18	8.72	9.45	8.50	8.96	5.08
Na ₂ O	6.33	6.25	11.70	6.12	5.65	5.70	6.36	6.25	6.25	5.88	6.42	5.71	8.90
K ₂ O	0.99	0.84	0.05	0.92	0.67	0.75	1.16	0.87	1.25	0.75	1.16	1.06	1.54
Сумма	100.05	100.07	100.00	100.10	100.04	100.06	100.29	100.22	100.30	100.34	100.40	100.33	100.39
Ab	0.54	0.54	0.94	0.52	0.49	0.50	0.56	0.54	0.54	0.52	0.56	0.52	0.73
An	0.43	0.44	0.06	0.45	0.49	0.48	0.41	0.44	0.42	0.46	0.41	0.45	0.23
Or	0.03	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04
№ обр.	T05-77/2												
№ ан-за	5-1	5-2	5-4	5-7	5-11	6-11	8A-5	14-1	14-2	14-3	15-1	15-2	15-3
SiO ₂	60.54	60.06	60.62	59.96	60.71	57.94	60.15	55.52	52.95	57.62	57.99	53.29	51.43
Al ₂ O ₃	24.18	24.31	23.91	24.39	24.12	26.27	24.67	27.82	29.83	25.80	25.95	29.56	30.73
FeO	0.19	0.32	0.41	0.42	0.31	0.21	0.26	0.39	0.41	0.37	0.40	0.30	0.53
CaO	5.74	5.80	5.78	6.19	5.78	7.81	5.71	9.30	11.37	7.42	7.56	11.13	12.29
Na ₂ O	7.60	7.60	7.43	7.44	7.49	7.10	8.45	4.57	4.87	7.26	7.22	5.08	4.12
K ₂ O	3.01	3.33	3.33	2.75	2.92	1.11	1.23	4.07	0.65	1.45	1.30	0.63	0.43
Сумма	101.26	101.42	101.48	101.14	101.33	100.45	100.47	101.67	100.07	99.93	100.42	99.99	99.54
Ab	0.65	0.64	0.63	0.63	0.64	0.60	0.70	0.41	0.43	0.61	0.61	0.44	0.37
An	0.27	0.27	0.27	0.29	0.27	0.37	0.26	0.47	0.55	0.35	0.35	0.54	0.61
Or	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.03	0.03	0.12	0.02	0.04	0.04	0.02	0.01
№ обр.	T05-77/2												
№ ан-за	15-5	15-7	15-11	15-12	16-1	16-2	16-3	16-4	17-6	17-7	17-8	17-9	17-10
SiO ₂	52.97	57.54	56.19	57.32	57.02	57.17	57.36	58.07	51.43	54.75	53.74	56.23	55.56
Al ₂ O ₃	29.52	26.29	26.03	26.48	26.88	26.33	24.74	26.20	30.54	27.75	29.18	26.97	27.22
FeO	0.53	0.46	0.59	0.32	0.32	0.41	0.78	0.37	0.54	0.55	0.57	0.44	0.54
CaO	11.40	7.99	8.64	7.85	8.53	8.19	7.70	7.83	12.17	9.77	10.16	8.47	9.30
Na ₂ O	4.77	6.82	6.23	6.89	6.69	6.93	6.50	6.91	4.11	5.98	4.50	6.52	5.96
K ₂ O	0.60	1.21	3.11	1.21	1.01	1.18	3.49	1.18	0.96	0.80	3.21	1.06	1.37
Сумма	99.79	100.31	100.78	100.07	100.45	100.21	100.58	100.56	99.75	99.60	101.36	99.69	99.95
Ab	0.42	0.59	0.52	0.59	0.57	0.58	0.55	0.59	0.37	0.51	0.40	0.56	0.52
An	0.56	0.38	0.40	0.37	0.40	0.38	0.36	0.37	0.60	0.46	0.50	0.41	0.45
Or	0.02	0.03	0.09	0.03	0.03	0.03	0.10	0.03	0.03	0.02	0.09	0.03	0.04
№ обр.	88-4824												
№ ан-за	18-4	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	1-7	4-1	4-3	4-5	5-1	5-2
SiO ₂	57.04	61.09	62.06	61.26	61.86	62.01	61.20	61.24	61.24	60.06	60.00	59.59	57.11
Al ₂ O ₃	26.67	24.05	23.27	23.63	23.21	23.04	23.72	23.97	23.71	24.54	24.73	24.76	27.14
FeO	0.36	0.13	0.00	0.09	0.15	0.09	0.22	0.13	0.24	0.36	0.22	0.32	0.14
CaO	8.06	5.40	4.76	5.22	4.59	4.47	4.93	5.00	5.61	5.87	6.22	6.40	8.30
Na ₂ O	6.07	8.42	8.84	8.56	7.83	8.96	8.79	8.64	7.32	8.05	7.84	7.90	6.77
K ₂ O	3.04	1.59	1.98	1.81	4.39	2.07	1.78	1.59	2.96	1.59	1.57	1.33	0.75
Сумма	101.24	100.69	100.91	100.57	102.04	100.65	100.64	100.57	101.09	100.46	100.57	100.30	100.21
Ab	0.53	0.71	0.73	0.71	0.66	0.74	0.73	0.72	0.64	0.68	0.66	0.66	0.58
An	0.39	0.25	0.22	0.24	0.22	0.20	0.23	0.23	0.27	0.27	0.29	0.30	0.40
Or	0.09	0.04	0.05	0.05	0.12	0.06	0.05	0.04	0.09	0.04	0.04	0.04	0.02

№ обр.	88-4824													T05-92/2			
№ ан-за	5-3	2-7	2-8	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	9-3	9-4	9-5	9-6				
SiO ₂	60.02	59.81	59.74	59.14	56.72	56.87	59.85	60.09	59.55	58.63	59.25	59.57	59.46				
Al ₂ O ₃	24.86	24.82	24.46	25.25	26.90	26.92	24.65	24.69	24.82	25.50	25.56	24.59	24.99				
FeO	0.23	0.30	0.40	0.32	0.32	0.37	0.39	0.26	0.31	0.50	0.32	0.30	0.49				
CaO	5.89	6.06	6.12	6.44	8.50	8.44	5.92	6.09	6.36	7.00	6.99	6.33	6.41				
Na ₂ O	7.91	7.87	8.01	7.67	6.62	6.36	7.83	7.84	7.76	7.05	7.13	7.74	7.40				
K ₂ O	1.42	1.64	1.69	1.76	1.13	1.33	2.05	1.78	1.69	1.86	1.54	1.88	1.74				
Сумма	100.34	100.50	100.41	100.59	100.19	100.29	100.69	100.75	100.49	100.54	100.79	100.40	100.49				
<i>Ab</i>	0.68	0.67	0.67	0.65	0.57	0.55	0.66	0.66	0.66	0.61	0.62	0.65	0.64				
<i>An</i>	0.28	0.29	0.28	0.30	0.40	0.41	0.28	0.29	0.30	0.34	0.34	0.30	0.31				
<i>Or</i>	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05				
№ обр.	T04-418								T04-335/1								
№ ан-за	01	02	03	04	05	06	07	08	06	07	08	09	10				
SiO ₂	57.14	59.60	56.71	61.42	60.61	61.44	61.91	63.07	65.16	64.31	60.15	61.80	60.02				
Al ₂ O ₃	27.01	25.17	27.39	24.47	24.26	23.92	23.96	23.58	22.46	22.69	24.80	23.67	24.86				
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.48	0.00	0.00	0.35	0.30	0.41				
CaO	8.75	7.08	9.18	5.77	5.65	5.74	5.53	4.90	3.60	3.77	6.79	5.52	6.62				
Na ₂ O	6.05	7.15	6.15	7.67	7.62	7.58	7.77	8.04	8.95	8.69	7.26	7.59	7.47				
K ₂ O	0.38	0.63	0.46	0.78	0.70	0.80	0.57	0.97	2.43	2.43	1.23	1.59	1.33				
Сумма	99.33	99.63	99.89	100.11	98.84	99.48	100.05	101.04	102.61	101.89	100.58	100.46	100.71				
<i>Ab</i>	0.54	0.62	0.53	0.67	0.68	0.67	0.69	0.70	0.76	0.75	0.64	0.68	0.65				
<i>An</i>	0.44	0.35	0.45	0.29	0.29	0.29	0.28	0.25	0.17	0.18	0.33	0.27	0.32				
<i>Or</i>	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.07	0.07	0.04	0.05	0.04				
№ обр.	T04-335/1					T05-576											
№ ан-за	11	12	13	14	43	44	45	46	47	48	49	50	51				
SiO ₂	62.34	61.22	58.74	61.31	54.19	47.04	52.11	54.96	56.31	59.79	51.32	54.71	61.54				
Al ₂ O ₃	23.37	24.31	26.18	24.27	29.01	33.51	30.09	28.05	27.52	24.48	30.32	28.28	24.29				
FeO	0.32	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.26	0.30	0.28	0.00	0.45	0.00	0.39				
CaO	4.90	6.27	7.94	6.33	11.19	16.44	12.52	10.32	9.60	6.82	13.19	10.74	5.92				
Na ₂ O	7.84	7.33	6.71	7.57	4.96	1.98	4.07	5.12	5.78	7.12	3.92	5.01	7.25				
K ₂ O	1.83	0.96	0.75	1.13	0.75	0.00	0.31	0.87	1.11	1.88	0.41	0.67	2.22				
Сумма	100.60	100.10	100.62	100.61	100.10	98.96	99.36	99.62	100.61	100.08	99.61	99.41	101.61				
<i>Ab</i>	0.70	0.66	0.59	0.66	0.44	0.18	0.37	0.46	0.50	0.62	0.35	0.45	0.64				
<i>An</i>	0.24	0.31	0.39	0.31	0.54	0.82	0.62	0.51	0.46	0.33	0.64	0.53	0.29				
<i>Or</i>	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.06				
№ обр.	T05-576						T05-90/1						T05-84				
№ ан-за	54	55	56	60	61	62	33	34	35	36	37	38	4				
SiO ₂	52.16	52.71	56.08	46.69	55.86	60.15	58.18	59.49	61.61	59.70	61.31	62.06	55.31				
Al ₂ O ₃	29.90	29.43	27.01	34.21	28.26	24.59	26.31	25.33	24.16	25.56	23.91	23.95	27.22				
FeO	0.54	0.62	0.80	0.00	0.27	0.36	0.31	0.51	0.37	0.36	0.00	0.42	0.37				
CaO	13.01	12.53	10.04	17.18	10.09	6.48	7.87	6.87	5.89	7.39	5.89	5.66	10.05				
Na ₂ O	4.06	4.30	5.42	1.64	5.53	7.05	6.77	6.91	7.75	7.16	7.64	7.87	5.30				
K ₂ O	0.58	0.67	1.28	0.27	1.11	2.22	1.04	1.33	1.90	1.16	1.76	1.86	1.33				
Сумма	100.24	100.26	100.62	99.99	101.12	100.85	100.47	100.44	101.69	101.32	100.52	101.82	99.57				
<i>Ab</i>	0.35	0.38	0.48	0.15	0.48	0.62	0.59	0.62	0.67	0.62	0.67	0.68	0.47				
<i>An</i>	0.63	0.61	0.49	0.85	0.49	0.32	0.38	0.34	0.28	0.35	0.28	0.27	0.49				
<i>Or</i>	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04				

№ обр.	Т05-84													
№ ан-за	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	57.49	56.16	57.94	58.99	60.71	61.37	57.84	58.16	57.66	59.44	47.57	59.83	57.79	
Al ₂ O ₃	26.26	27.80	25.88	25.84	24.42	23.99	26.48	25.95	26.01	25.69	33.06	24.01	26.20	
FeO	0.42	0.66	0.00	0.28	0.00	0.26	0.00	0.46	0.28	0.58	0.00	0.41	0.00	
CaO	8.64	9.77	8.16	7.49	6.23	5.47	8.18	7.85	8.27	7.39	15.83	6.36	8.06	
Na ₂ O	5.84	5.90	6.47	6.87	7.20	7.56	6.29	6.63	6.42	6.90	2.40	7.05	6.56	
K ₂ O	1.76	0.55	0.65	0.87	1.18	1.42	0.87	0.99	0.96	0.99	0.27	1.18	0.75	
Сумма	100.41	100.85	99.10	100.35	99.74	100.07	99.66	100.05	99.61	100.99	99.13	98.83	99.37	
<i>Ab</i>	0.52	0.51	0.58	0.61	0.65	0.68	0.57	0.59	0.57	0.61	0.21	0.64	0.58	
<i>An</i>	0.43	0.47	0.40	0.37	0.31	0.27	0.41	0.38	0.40	0.36	0.78	0.32	0.40	
<i>Or</i>	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	
№ обр.	Т05-84					Т05-34								
№ ан-за	18	19	20	21	22	12	13	14	15	16	17	18	19	
SiO ₂	63.09	55.52	49.39	47.87	59.53	62.96	61.89	62.61	60.64	60.60	61.31	62.08	57.15	
Al ₂ O ₃	22.67	28.09	31.90	32.64	25.69	24.08	23.78	23.42	24.90	25.63	24.80	24.08	27.48	
FeO	0.31	0.00	0.39	0.45		0.30	0.39	0.40	0.36	0.30	0.00	0.00	0.00	
CaO	4.14	10.11	14.92	16.20	7.25	5.49	5.53	5.32	6.68	7.04	6.36	5.70	9.63	
Na ₂ O	8.37	5.43	2.88	2.12	6.91	7.82	7.52	7.59	7.02	6.74	7.43	7.56	5.81	
K ₂ O	1.90	0.75	0.00	0.00	1.13	2.65	1.90	2.34	1.90	1.81	1.93	2.46	0.89	
Сумма	100.48	99.90	99.49	99.28	100.52	103.29	101.01	101.68	101.50	102.12	101.82	101.88	100.97	
<i>Ab</i>	0.74	0.48	0.26	0.19	0.61	0.67	0.67	0.67	0.62	0.60	0.64	0.66	0.51	
<i>An</i>	0.20	0.50	0.74	0.81	0.36	0.26	0.27	0.26	0.33	0.35	0.30	0.27	0.47	
<i>Or</i>	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.07	0.03	
№ обр.	Т05-34													
№ ан-за	20	21	22	23										
SiO ₂	62.89	59.40	61.80	63.75										
Al ₂ O ₃	24.03	26.46	24.91	23.01										
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00										
CaO	5.61	8.04	6.16	4.55										
Na ₂ O	7.57	6.40	7.55	7.98										
K ₂ O	2.60	1.40	1.90	3.28										
Сумма	102.71	101.70	102.33	102.56										
<i>Ab</i>	0.66	0.57	0.65	0.69										
<i>An</i>	0.27	0.39	0.29	0.22										
<i>Or</i>	0.07	0.04	0.05	0.09										

К-На полевой шпат

№ обр.	Т05-41					Т05-77/2								
№ ан-за	13-9	13-10	13-11	14-3	14-4	2-2	5-5	5-6	8А-1	8А-2	8А-3	8А-4	8А-11	
SiO ₂	65.55	65.21	65.29	65.27	65.27	67.86	66.69	65.68	64.76	64.63	66.09	64.91	64.37	
Al ₂ O ₃	18.98	18.78	18.89	18.87	19.04	18.87	18.89	18.91	19.38	19.80	18.76	19.68	19.74	
FeO	0.09	0.05	0.00	0.10	0.22	0.24	0.17	0.15	0.23	0.14	0.12	0.10	0.19	
CaO	0.39	0.43	0.31	0.49	0.69	2.32	0.55	0.67	0.45	0.43	0.48	0.45	0.45	
Na ₂ O	4.27	4.54	4.65	4.12	4.99	4.66	4.76	4.08	5.36	5.54	5.16	5.70	5.62	
K ₂ O	9.80	9.75	9.79	10.01	8.99	5.63	8.74	9.86	8.23	8.05	8.04	7.94	7.76	
Сумма	99.09	98.76	98.93	98.87	99.19	99.59	99.78	99.35	98.41	98.59	98.63	99.85	99.75	
<i>Ab</i>	0.39	0.41	0.41	0.37	0.44	0.48	0.44	0.37	0.49	0.50	0.48	0.51	0.51	
<i>An</i>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.13	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	
<i>Or</i>	0.59	0.57	0.57	0.60	0.52	0.38	0.53	0.59	0.49	0.48	0.49	0.47	0.47	

№ обр.	T05-77/2													
№ ан-за	8А-13	9-3	9-5	9-7	9-8	9-9	9-10	18-6	19-8	19-9	19-10	19-15	19-16	
SiO ₂	64.61	65.44	65.55	65.70	65.34	65.53	65.14	66.36	65.68	65.76	65.96	64.76	65.21	
Al ₂ O ₃	19.59	19.21	19.27	19.34	19.63	19.91	19.17	16.57	19.27	19.23	18.96	19.36	19.40	
FeO	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69	0.21	0.26	0.19	0.10	0.13	
CaO	0.49	0.48	0.48	0.71	1.25	1.11	0.53	1.27	0.46	0.52	0.48	0.49	0.52	
Na ₂ O	5.63	5.89	6.23	7.31	7.43	8.34	6.20	0.19	6.25	5.97	6.59	5.76	6.25	
K ₂ O	8.03	7.91	7.32	6.03	5.11	4.59	7.57	13.02	7.62	7.87	7.21	7.94	7.50	
Сумма	98.51	98.92	98.83	99.09	98.74	99.48	98.62	98.10	99.48	99.61	99.39	98.41	99.00	
Ab	0.50	0.52	0.55	0.63	0.65	0.70	0.54	0.02	0.54	0.52	0.57	0.51	0.54	
An	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.03	0.07	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	
Or	0.47	0.46	0.43	0.34	0.29	0.25	0.43	0.91	0.44	0.45	0.41	0.47	0.43	
№ обр.	T05-77/2					88-4824								
№ ан-за	19А-1	19А-2	19А-3	2-4	2-5	2-6	2-7	2-8	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	
SiO ₂	64.61	65.40	65.87	65.34	65.81	65.76	65.96	65.64	64.74	64.18	65.53	66.11	66.02	
Al ₂ O ₃	19.63	19.44	19.17	19.10	19.04	19.08	18.89	19.04	19.25	19.42	18.78	19.17	18.87	
FeO	0.08	0.13	0.06	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.08	0.06	0.10	0.03	0.00	
CaO	0.38	0.46	0.50	0.59	0.38	0.43	0.36	0.31	0.49	0.56	0.43	0.45	0.34	
Na ₂ O	5.63	6.62	6.15	3.40	4.62	3.42	4.38	4.14	3.33	3.59	3.21	5.43	3.52	
K ₂ O	7.45	7.04	7.54	10.97	9.80	10.93	9.88	9.77	10.88	10.58	11.34	8.27	11.01	
Сумма	97.77	99.08	99.30	99.43	99.65	99.63	99.56	98.90	98.76	98.39	99.39	99.45	99.76	
Ab	0.52	0.57	0.54	0.31	0.41	0.31	0.39	0.38	0.31	0.33	0.29	0.49	0.32	
An	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	
Or	0.46	0.40	0.44	0.66	0.57	0.66	0.59	0.60	0.67	0.64	0.68	0.49	0.66	
№ обр.	88-4824					T05-335/1					T05-576			
№ ан-за	7-1	7-2	7-3	7-4	7-5	01	02	03	04	05	15	52	53	
SiO ₂	65.40	66.21	66.02	65.57	65.91	65.82	66.37	65.27	65.89	66.29	66.10	65.22	65.05	
Al ₂ O ₃	18.79	18.55	18.62	18.81	19.13	18.73	19.26	19.19	18.81	18.76	19.05	18.69	18.91	
FeO	0.12	0.00	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.46	0.32	0.41	0.41	0.39	0.33	0.23	0.24	0.37	0.30	0.32	0.44	0.34	
Na ₂ O	3.56	3.34	3.48	3.40	3.34	3.68	3.73	3.82	3.70	3.59	3.53	2.91	3.03	
K ₂ O	11.15	11.45	11.38	11.15	11.12	11.53	11.21	11.27	11.18	11.31	11.31	12.45	12.09	
Сумма	99.48	99.88	99.94	99.44	99.91	100.09	100.81	99.77	99.94	100.26	100.31	99.70	99.42	
Ab	0.32	0.30	0.31	0.31	0.31	0.32	0.33	0.34	0.33	0.32	0.32	0.26	0.27	
An	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	
Or	0.66	0.68	0.67	0.67	0.67	0.66	0.66	0.65	0.65	0.67	0.67	0.72	0.71	
№ обр.	T05-576				T05-84									
№ ан-за	57	58	59	23	24	25	26	27						
SiO ₂	64.90	66.24	64.95	63.40	65.11	63.93	66.18	66.72						
Al ₂ O ₃	19.41	19.01	18.90	18.93	18.86	19.05	19.19	19.23						
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00						
CaO	0.45	0.33	0.32	0.42	0.00	0.22	0.41	0.27						
Na ₂ O	3.12	2.98	2.90	3.36	3.26	3.47	4.02	5.22						
K ₂ O	11.80	12.40	12.26	10.54	11.23	11.04	10.54	9.14						
Сумма	99.68	100.96	99.34	96.64	98.46	97.71	100.61	100.57						
Ab	0.28	0.26	0.26	0.32	0.31	0.32	0.36	0.46						
An	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01						
Or	0.70	0.72	0.73	0.66	0.69	0.67	0.62	0.53						

ортопироксен

№ обр.	Т05-41												
№ ан-за	3-12	3-13	3-14	5-1	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	5-10	9-5	11-2
SiO ₂	53.19	54.00	54.17	55.16	54.15	54.54	54.02	54.75	54.28	53.94	54.77	52.50	53.42
TiO ₂	0.15	0.18	0.07	0.00	0.02	0.07	0.10	0.20	0.15	0.50	0.00	0.08	0.12
Al ₂ O ₃	1.23	0.85	0.70	0.57	0.81	0.62	0.91	0.85	0.81	0.87	0.74	0.42	1.13
FeO	23.09	22.86	23.27	20.25	20.58	20.66	20.08	19.72	20.39	19.79	20.39	29.03	24.52
MnO	0.90	1.05	1.15	1.41	1.33	1.24	1.21	1.01	1.29	1.12	1.10	1.95	1.15
MgO	19.98	19.98	19.45	22.13	22.22	22.28	22.58	22.55	22.30	22.88	22.33	15.15	18.95
CaO	1.13	1.15	1.06	0.62	0.52	0.67	0.81	0.83	0.84	0.83	0.74	1.01	0.78
Na ₂ O	0.28	0.07	0.16	0.07	0.31	0.11	0.23	0.07	0.09	0.15	0.04	0.04	0.03
Сумма	99.96	100.14	100.03	100.20	99.94	100.19	99.95	99.97	100.16	100.07	100.11	100.18	100.10
Si	2.00	2.03	2.04	2.05	2.01	2.02	2.00	2.03	2.01	1.99	2.03	2.04	2.02
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.05
Fe	0.72	0.72	0.73	0.63	0.64	0.64	0.62	0.61	0.63	0.61	0.63	0.94	0.77
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04
Mg	1.13	1.13	1.10	1.23	1.24	1.24	1.25	1.25	1.24	1.27	1.24	0.88	1.08
Ca	0.05	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
Na	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
%wo	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
%en	0.59	0.59	0.58	0.64	0.64	0.64	0.65	0.65	0.64	0.65	0.64	0.46	0.56
%fs	0.39	0.39	0.40	0.35	0.35	0.35	0.34	0.33	0.34	0.33	0.34	0.52	0.42
№ обр.	Т05-41						Т05-77/2						
№ ан-за	11-3	11-5	6-1	6-2	6-3	6-4	4-1	4-2	5-10	5-12	5А-2	5А-4	11-1
SiO ₂	54.43	53.38	55.26	55.22	56.08	54.94	55.44	55.01	55.52	55.50	51.56	54.92	55.18
TiO ₂	0.02	0.00	0.02	0.17	0.05	0.08	0.15	0.15	0.10	0.03	1.62	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	1.44	1.83	0.77	0.68	0.47	0.79	0.91	1.04	0.81	0.70	4.38	0.91	0.68
FeO	21.20	25.86	16.92	16.91	16.91	17.43	16.95	17.24	16.10	15.81	38.62	15.89	17.31
MnO	0.88	1.70	1.08	1.07	0.94	1.10	0.89	0.99	1.81	1.69	0.62	1.83	1.11
MgO	20.95	16.25	24.73	24.82	24.60	24.45	24.47	24.33	24.67	24.93	0.22	24.77	24.58
CaO	0.83	0.92	1.13	1.06	1.11	1.11	1.27	1.11	0.69	1.22	1.68	1.46	0.98
Na ₂ O	0.20	0.12	0.22	0.16	0.07	0.23	0.12	0.22	0.34	0.26	0.28	0.19	0.30
Сумма	99.94	100.07	100.14	100.09	100.22	100.14	100.19	100.09	100.03	100.15	98.98	100.06	100.23
Si	2.03	2.05	2.01	2.01	2.04	2.00	2.02	2.01	2.02	2.02	2.00	2.01	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.06	0.08	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Fe	0.66	0.83	0.51	0.51	0.51	0.53	0.51	0.52	0.49	0.48	0.48	0.53	0.53
Mn	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.05	0.06	0.03	0.03
Mg	1.17	0.94	1.35	1.36	1.34	1.34	1.34	1.33	1.35	1.36	1.35	1.34	1.34
Ca	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04
Na	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
%wo	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.05	0.03	0.02
%en	0.62	0.50	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.69	0.70	0.70	0.01	0.69	0.69
%fs	0.36	0.48	0.28	0.28	0.28	0.29	0.28	0.29	0.28	0.27	0.94	0.28	0.29

№ обр.	T05-77/2												
№ аН-за	11-2	11-3	11-6	15-8	15-10	16-5	16-6	16-7	17-1	17-2	17-3	17-4	17-5
SiO ₂	54.69	55.69	55.20	55.48	54.94	55.82	55.52	57.17	55.33	54.94	55.35	55.67	55.24
TiO ₂	0.15	0.03	0.12	0.10	0.22	0.00	0.07	0.17	0.18	0.15	0.00	0.10	0.17
Al ₂ O ₃	0.81	0.57	0.66	0.77	1.59	0.55	0.60	1.61	0.93	1.74	0.89	0.81	0.81
FeO	17.33	17.18	16.95	16.64	14.25	16.66	16.87	15.02	17.46	14.25	16.66	16.95	16.91
MnO	1.12	1.01	1.06	0.96	0.79	1.05	1.06	0.92	0.67	0.44	1.33	1.29	1.16
MgO	24.50	24.80	24.63	24.80	21.45	25.03	24.82	23.25	23.75	26.70	24.87	24.30	24.47
CaO	1.12	0.88	1.05	1.15	6.44	0.91	1.06	1.12	1.58	1.44	0.83	0.92	1.05
Na ₂ O	0.30	0.07	0.31	0.18	0.35	0.11	0.19	0.62	0.12	0.31	0.19	0.05	0.26
Сумма	100.02	100.23	99.98	100.07	100.02	100.13	100.19	99.87	100.02	99.97	100.11	100.10	100.06
Si	1.99	2.03	2.01	2.02	2.01	2.03	2.02	2.08	2.03	1.97	2.01	2.03	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.03	0.02	0.03	0.03	0.07	0.02	0.03	0.07	0.04	0.07	0.04	0.03	0.03
Fe	0.53	0.52	0.51	0.50	0.43	0.51	0.51	0.46	0.53	0.43	0.51	0.52	0.51
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04
Mg	1.34	1.35	1.35	1.35	1.18	1.37	1.35	1.27	1.30	1.44	1.36	1.33	1.34
Ca	0.04	0.03	0.04	0.04	0.25	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.03	0.04	0.04
Na	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02
%wo	0.02	0.02	0.02	0.02	0.13	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
%en	0.69	0.70	0.70	0.70	0.62	0.70	0.70	0.71	0.68	0.74	0.70	0.69	0.69
%fs	0.29	0.28	0.28	0.28	0.24	0.28	0.28	0.27	0.29	0.23	0.28	0.29	0.28
№ обр.	T04-335/1					T05-576							
№ аН-за	37	38	39	40	41	18	20	21	25	26	27	31	32
SiO ₂	48.09	48.73	49.46	49.46	49.44	52.11	50.31	51.47	49.54	49.59	50.27	49.14	49.09
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.38	0.00	0.00	0.30	0.32	0.00	0.25	0.00
Al ₂ O ₃	0.40	0.30	0.28	0.00	0.32	0.91	0.79	0.72	0.36	0.68	0.51	0.62	0.70
FeO	35.76	35.19	35.13	35.51	35.72	27.49	32.53	29.35	32.95	35.60	33.63	34.93	33.85
MnO	4.76	4.57	4.16	4.40	4.44	0.72	0.71	0.72	0.81	1.06	0.98	0.99	0.62
MgO	9.98	10.38	10.18	10.57	10.15	18.78	15.27	17.10	13.53	12.40	13.63	12.45	13.67
CaO	1.05	0.94	0.99	0.92	0.90	1.83	1.46	1.25	1.47	1.23	1.36	1.33	1.72
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.03	100.11	100.20	100.86	101.23	102.23	101.07	100.61	98.97	100.87	100.39	99.72	99.65
Si	1.95	1.97	2.00	1.99	1.98	1.95	1.95	1.97	1.98	1.96	1.98	1.96	1.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Al	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Fe	1.21	1.19	1.18	1.19	1.19	0.86	1.05	0.94	1.10	1.17	1.10	1.16	1.12
Mn	0.16	0.16	0.14	0.15	0.15	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02
Mg	0.61	0.63	0.62	0.64	0.61	1.05	0.89	0.98	0.81	0.74	0.80	0.75	0.81
Ca	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
%wo	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.53	0.44	0.49	0.41	0.37	0.40	0.37	0.40
%en	0.30	0.31	0.31	0.32	0.31	0.53	0.44	0.49	0.41	0.37	0.40	0.37	0.40
%fs	0.68	0.67	0.67	0.66	0.67	0.44	0.53	0.48	0.56	0.61	0.57	0.60	0.56

№ обр.	Т05-576							
	№ ан-за	33	34	35	36	38	40	41
SiO ₂	48.71	48.54	50.19	49.29	49.52	50.25	49.80	
TiO ₂	0.25	0.00	0.30	0.35	0.33	0.40	0.32	
Al ₂ O ₃	0.49	0.53	0.98	0.60	0.68	1.00	0.79	
FeO	35.92	34.05	30.48	32.80	31.63	28.68	32.09	
MnO	1.01	1.01	0.81	0.89	0.79	0.77	0.83	
MgO	11.43	13.02	15.43	13.92	14.80	17.45	14.53	
CaO	1.29	1.26	1.67	1.37	1.39	1.34	1.22	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Сумма	99.10	98.39	99.86	99.22	99.14	99.90	99.58	
Si	1.97	1.96	1.96	1.96	1.96	1.93	1.96	
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	
Fe	1.21	1.14	0.99	1.09	1.04	0.92	1.05	
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
Mg	0.69	0.79	0.90	0.83	0.88	1.01	0.86	
Ca	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
%wo	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
%en	0.35	0.39	0.45	0.41	0.44	0.50	0.43	
%fs	0.62	0.58	0.51	0.56	0.53	0.47	0.54	

клинопироксен

№ обр.	Т05-77/2				Т05-92/2									
	№ ан-за	15-4	15-6	15-13	17-11	3-1	3-2	3-3	3-4	3-5	5-8	5-9	7-1	7-2
SiO ₂	54.15	54.09	54.21	51.79	51.24	52.39	51.90	51.21	51.86	54.11	53.66	53.72	53.53	
TiO ₂	0.30	0.25	0.23	0.65	0.68	0.52	0.63	0.70	0.48	0.28	0.38	0.32	0.35	
Al ₂ O ₃	1.66	1.49	1.55	3.82	5.08	4.06	4.31	5.69	4.87	1.66	1.62	1.64	1.70	
FeO	7.86	7.64	7.66	8.59	6.89	5.76	7.79	7.41	6.78	6.84	6.92	7.07	7.64	
MnO	0.50	0.49	0.43	0.19	0.25	0.03	0.22	0.05	0.00	0.56	0.53	0.48	0.39	
MgO	15.27	15.73	15.45	15.68	15.53	16.07	15.32	15.77	16.47	15.78	15.87	15.33	15.47	
CaO	19.87	19.81	19.80	18.65	19.77	20.36	19.26	18.52	19.36	20.34	20.24	20.92	20.61	
Na ₂ O	0.50	0.58	0.62	0.53	0.46	0.66	0.50	0.53	0.30	0.50	0.65	0.51	0.42	
Сумма	100.10	100.08	99.95	99.90	99.90	99.84	99.93	99.87	100.11	100.07	99.87	99.99	100.10	
Si	2.00	1.99	2.00	1.91	1.88	1.91	1.91	1.88	1.89	1.99	1.97	1.98	1.97	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	0.07	0.06	0.07	0.17	0.22	0.17	0.19	0.25	0.21	0.07	0.07	0.07	0.07	
Fe	0.24	0.23	0.24	0.26	0.21	0.18	0.24	0.23	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	
Mn	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	
Mg	0.84	0.87	0.85	0.87	0.85	0.88	0.85	0.87	0.90	0.87	0.87	0.85	0.85	
Ca	0.79	0.78	0.78	0.74	0.78	0.80	0.76	0.73	0.76	0.80	0.80	0.83	0.81	
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04	0.03	
%wo	0.42	0.41	0.41	0.39	0.42	0.43	0.41	0.40	0.41	0.42	0.42	0.43	0.42	
%en	0.45	0.46	0.45	0.46	0.46	0.48	0.46	0.48	0.48	0.46	0.46	0.44	0.45	
%fs	0.14	0.13	0.13	0.14	0.12	0.10	0.13	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.13	

№ обр.	T05-92/2			T04-335/1							T05-576		
	№ аН-за	7-3	9-1	9-2	42	43	44	45	46	47	48	19	22
SiO ₂	54.47	53.44	53.79	52.22	52.16	52.01	51.73	50.87	51.69	51.94	51.60	52.50	51.45
TiO ₂	0.25	0.55	0.47	0.47	0.52	0.38	0.28	0.87	0.68	0.38	0.58	0.00	0.32
Al ₂ O ₃	1.51	1.64	1.44	1.27	1.34	1.27	1.61	2.38	2.06	1.02	1.93	0.89	1.06
FeO	6.74	8.28	8.20	12.65	11.60	11.96	11.06	11.92	9.59	13.55	14.70	12.88	17.16
MnO	0.53	0.45	0.49	0.81	0.86	0.63	0.80	0.94	0.45	0.89	0.45	0.63	0.52
MgO	15.38	15.07	15.08	13.25	13.77	13.23	14.23	14.07	14.95	12.52	12.53	12.68	10.30
CaO	21.00	20.03	20.29	19.39	18.96	19.42	19.33	18.52	19.85	18.98	19.11	21.04	19.46
Na ₂ O	0.30	0.47	0.35	0.30	0.42	0.36	0.39	0.43	0.46	0.20	0.34	0.34	0.42
Сумма	100.18	99.94	100.10	100.35	99.62	99.26	99.43	100.00	99.73	99.49	101.24	100.97	100.68
Si	2.01	1.98	1.99	1.96	1.96	1.97	1.94	1.90	1.92	1.98	1.93	1.96	1.96
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01
Al	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.10	0.09	0.05	0.08	0.04	0.05
Fe	0.21	0.26	0.25	0.40	0.36	0.38	0.35	0.37	0.30	0.43	0.46	0.40	0.55
Mn	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02
Mg	0.85	0.84	0.84	0.75	0.78	0.75	0.80	0.79	0.83	0.72	0.70	0.71	0.59
Ca	0.83	0.79	0.80	0.78	0.76	0.79	0.78	0.74	0.79	0.77	0.77	0.84	0.80
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03
%wo	0.44	0.42	0.42	0.40	0.40	0.41	0.40	0.38	0.41	0.40	0.39	0.43	0.41
%en	0.45	0.44	0.44	0.38	0.40	0.39	0.41	0.41	0.43	0.37	0.36	0.36	0.30
%fs	0.12	0.14	0.14	0.22	0.20	0.21	0.19	0.21	0.16	0.24	0.24	0.21	0.29
№ обр.	T05-576						T05-90/1				T05-34		
№ аН-за	28	29	30	37	39	42	19	20	21	22	23	01	02
SiO ₂	51.92	51.00	50.94	50.29	49.44	50.38	53.38	53.12	51.06	50.16	51.86	51.36	50.34
TiO ₂	0.33	0.00	0.28	0.32	0.67	0.60	0.52	0.40	1.10	1.23	0.83	0.78	1.32
Al ₂ O ₃	0.91	0.93	0.57	1.10	2.08	1.93	1.21	1.25	3.53	4.33	2.87	2.78	3.80
FeO	18.64	16.28	17.91	16.32	15.44	14.54	8.34	7.55	8.11	9.12	8.34	8.96	8.63
MnO	0.57	0.30	0.67	0.36	0.28	0.59	0.84	1.14	0.36	0.00	0.00	0.52	0.31
MgO	10.28	10.45	9.38	10.82	11.17	12.18	15.67	15.57	15.10	14.75	15.52	15.58	15.23
CaO	19.07	19.77	19.99	18.76	18.77	19.11	21.21	20.73	21.13	20.99	21.32	20.24	20.52
Na ₂ O	0.28	0.28	0.32	0.30	0.46	0.34	0.44	0.49	0.43	0.31	0.42	0.39	0.32
Сумма	102.01	99.00	100.07	98.26	98.30	99.67	101.61	100.24	100.83	100.88	101.16	100.62	100.47
Si	1.97	1.97	1.97	1.96	1.92	1.92	1.94	1.96	1.87	1.84	1.89	1.89	1.85
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04
Al	0.04	0.04	0.03	0.05	0.09	0.09	0.05	0.05	0.15	0.19	0.12	0.12	0.16
Fe	0.59	0.53	0.58	0.53	0.50	0.46	0.25	0.23	0.25	0.28	0.25	0.27	0.26
Mn	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Mg	0.58	0.61	0.54	0.63	0.65	0.70	0.85	0.86	0.83	0.81	0.85	0.86	0.84
Ca	0.77	0.82	0.83	0.78	0.78	0.78	0.83	0.82	0.83	0.83	0.83	0.80	0.81
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
%wo	0.39	0.42	0.42	0.40	0.40	0.40	0.42	0.42	0.43	0.43	0.43	0.41	0.42
%en	0.30	0.31	0.28	0.32	0.34	0.36	0.44	0.44	0.43	0.42	0.44	0.44	0.44
%fs	0.31	0.27	0.30	0.28	0.26	0.25	0.14	0.14	0.13	0.15	0.13	0.15	0.14

№ обр.	T04-560					T04-335/1							T05-576
№ аН-за	14ff	12f	15f	50f	11f	16	17	18	19	20	21	22	01
SiO ₂	34.03	33.73	33.80	34.12	32.88	33.62	33.51	34.00	34.63	34.19	33.77	35.63	35.14
TiO ₂	3.58	3.59	3.38	3.68	3.76	3.56	3.62	3.62	4.31	4.27	4.31	4.31	5.66
Al ₂ O ₃	14.96	14.91	15.00	14.17	15.06	13.57	14.00	13.79	13.64	13.37	13.32	13.73	13.20
FeO	27.60	26.85	26.09	26.92	26.89	26.31	27.08	26.44	25.96	26.11	25.74	25.96	22.27
MnO	0.49	0.57	0.37	0.42	0.40	0.66	0.69	0.48	0.51	0.52	0.60	0.79	0.00
MgO	6.93	6.59	7.27	6.91	6.68	7.37	7.05	6.92	7.64	7.49	7.42	7.79	9.99
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.00	0.00
Na ₂ O	0.60	0.60	0.79	0.54	0.56	0.52	0.51	0.52	0.57	0.49	0.45	0.47	0.46
K ₂ O	9.10	8.95	8.34	8.80	8.72	8.83	8.78	8.77	8.94	8.98	8.91	9.16	9.16
Cl	0.18	0.23	0.00	0.29	0.00	0.15	0.14	0.15	0.15	0.20	0.30	0.35	0.00
F	0.24	0.23	0.14	0.23	0.13	0.00	0.19	0.17	0.24	0.29	0.21	0.36	0.00
Сумма	97.71	96.25	95.20	96.08	95.08	94.57	95.55	94.86	96.58	95.90	95.64	98.54	95.88
Si	2.70	2.72	2.72	2.75	2.67	2.74	2.71	2.77	2.77	2.76	2.75	2.80	2.78
Ti	0.21	0.22	0.20	0.22	0.23	0.22	0.22	0.22	0.26	0.26	0.26	0.25	0.34
Al	1.40	1.41	1.42	1.34	1.44	1.30	1.33	1.32	1.28	1.27	1.28	1.27	1.23
Fe	1.83	1.81	1.75	1.81	1.82	1.79	1.83	1.80	1.73	1.76	1.75	1.70	1.47
Mn	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.00
Mg	0.83	0.80	0.88	0.84	0.82	0.91	0.86	0.85	0.92	0.91	0.91	0.92	1.19
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.26	0.27	0.31	0.31	0.32	0.30	0.40
Na	0.09	0.09	0.12	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.07	0.07
K	0.92	0.92	0.86	0.91	0.90	0.92	0.91	0.91	0.91	0.93	0.93	0.92	0.92
Cl	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02
F	0.05	0.06	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.09	0.22
№ обр.	T05-576					T04-418							T05-90
№ аН-за	02	03	04	05	06	07	08	09	12	13	14	17	01
SiO ₂	35.15	34.99	34.47	34.85	35.09	35.25	35.09	36.63	35.39	35.17	35.22	34.82	36.00
TiO ₂	5.30	5.68	5.51	5.43	5.30	5.55	5.54	2.93	3.76	3.67	3.70	3.55	5.58
Al ₂ O ₃	12.95	13.77	13.55	13.25	13.39	13.07	13.15	14.58	14.01	13.90	13.74	14.19	14.09
FeO	22.00	22.40	22.11	22.29	22.19	22.19	22.22	18.46	21.43	21.55	21.53	22.60	12.77
MnO	0.26	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.39	0.42	0.28	0.35
MgO	9.48	9.49	9.67	9.34	9.43	10.21	9.80	13.68	10.98	11.23	11.23	10.70	16.55
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.98	0.20
Na ₂ O	0.43	0.56	0.51	0.45	0.52	0.51	0.51	0.40	0.68	0.48	0.49	0.44	0.89
K ₂ O	9.21	9.06	9.10	9.10	9.05	9.29	9.19	9.50	8.99	8.96	9.04	9.17	8.07
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53
Сумма	94.78	95.94	94.94	94.97	94.97	96.08	95.50	97.57	95.24	95.35	95.37	98.88	95.03
Si	2.82	2.77	2.76	2.79	2.81	2.78	2.79	2.78	2.78	2.75	2.76	2.73	2.72
Ti	0.32	0.34	0.33	0.33	0.32	0.33	0.33	0.17	0.22	0.21	0.22	0.21	0.32
Al	1.22	1.28	1.27	1.25	1.26	1.21	1.23	1.30	1.29	1.28	1.26	1.31	1.25
Fe	1.47	1.48	1.47	1.49	1.48	1.46	1.47	1.17	1.40	1.40	1.41	1.48	0.81
Mn	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	1.15	1.13	1.17	1.13	1.14	1.22	1.18	1.57	1.30	1.33	1.33	1.26	1.88
Ca	0.38	0.40	0.40	0.39	0.38	0.39	0.40	0.20	0.27	0.26	0.26	0.25	0.02
Na	0.07	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.06	0.10	0.07	0.08	0.07	0.13
K	0.94	0.92	0.93	0.93	0.92	0.94	0.93	0.92	0.90	0.89	0.90	0.92	0.78
Cl	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00
F	0.32	0.18	0.32	0.36	0.42	0.22	0.36	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13

№ обр.	Т05-90					Т05-84							
	№ ан-за	05	06	07	08	09	32	33	34	35	84-37	84-38	84-39
	SiO ₂	36.24	36.75	36.47	36.28	36.88	35.64	35.51	36.41	36.56	36.06	35.51	36.41
	TiO ₂	5.18	5.32	5.68	5.65	5.57	4.43	4.50	4.78	4.85	4.80	5.02	4.65
	Al ₂ O ₃	13.85	13.98	13.75	14.05	13.83	13.47	14.02	13.86	13.86	14.24	13.94	14.41
	FeO	12.38	12.29	12.36	11.96	12.07	19.56	19.40	16.28	15.92	16.24	16.21	16.21
	MnO	0.44	0.31	0.00	0.37	0.26	0.50	0.37	0.35	0.46	0.28	0.27	0.31
	MgO	16.87	16.65	16.78	16.78	16.78	12.13	12.38	14.47	14.47	14.72	14.25	14.47
	CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00
	Na ₂ O	0.82	0.80	0.84	1.04	0.80	0.63	0.43	0.58	0.63	0.53	0.62	0.59
	K ₂ O	8.64	8.48	8.27	8.45	8.87	8.62	8.94	8.88	9.00	9.07	9.16	9.10
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.17	0.13	0.18	0.12	0.10	0.00
	F	0.85	0.65	0.84	0.73	0.76	—	—	—	—	—	—	—
	Сумма	95.26	95.23	94.99	95.31	95.81	95.09	95.73	95.74	95.94	96.23	95.08	96.15
	Si	2.75	2.78	2.76	2.75	2.78	2.78	2.75	2.77	2.79	2.74	2.74	2.76
	Ti	0.29	0.30	0.32	0.32	0.32	0.26	0.26	0.27	0.28	0.27	0.29	0.26
	Al	1.23	1.24	1.23	1.25	1.23	1.24	1.28	1.24	1.24	1.27	1.26	1.29
	Fe	0.78	0.77	0.78	0.75	0.76	1.27	1.25	1.03	1.01	1.03	1.04	1.02
	Mn	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
	Mg	1.92	1.89	1.91	1.91	1.90	1.42	1.44	1.65	1.65	1.67	1.65	1.65
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
	Na	0.12	0.12	0.12	0.15	0.12	0.10	0.06	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09
	K	0.84	0.82	0.80	0.82	0.85	0.86	0.88	0.86	0.88	0.88	0.90	0.88
	Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
	F	0.20	0.15	0.20	0.18	0.18	—	—	—	—	—	—	—

амфибол

№ обр.	Т05-41													
	№ ан-за	3A-4	3A-5	3A-6	4-15	4-16	4-17	4-18	4-19	4-20	4-23	9-1	9-2	9-3
	SiO ₂	46.56	46.29	49.65	47.87	47.38	47.42	45.11	48.86	47.85	45.60	46.03	46.76	46.44
	TiO ₂	2.08	2.10	1.22	1.55	1.58	1.50	2.25	1.25	1.47	1.88	2.17	2.15	2.03
	Al ₂ O ₃	9.39	9.18	8.07	9.09	8.42	8.41	9.88	7.91	8.14	9.82	8.88	8.71	8.92
	FeO	17.67	17.74	15.75	16.57	18.10	18.00	18.76	18.53	18.24	18.72	16.32	16.84	15.88
	MnO	0.34	0.52	0.36	0.58	0.56	0.68	0.67	0.48	0.57	0.54	0.36	0.37	0.36
	MgO	10.32	10.48	12.32	11.22	10.78	10.60	9.58	10.43	10.55	9.58	12.00	11.53	12.08
	CaO	10.47	10.88	9.58	10.09	10.74	10.39	10.60	10.35	10.46	10.60	11.00	10.88	11.12
	Na ₂ O	2.24	1.94	2.28	2.18	1.73	1.93	2.28	1.33	1.78	2.21	2.05	1.86	2.17
	K ₂ O	0.83	0.76	0.53	0.67	0.72	0.75	0.75	0.89	0.86	0.86	0.90	0.84	0.84
	Cl	0.08	0.07	0.04	0.03	0.09	0.10	0.05	0.03	0.06	0.03	0.09	0.05	0.02
	Сумма	99.89	99.89	99.74	99.83	100.01	99.67	99.87	100.03	99.91	99.82	99.71	99.95	99.84
	Si	6.75	6.71	7.02	6.85	6.83	6.86	6.59	7.01	6.91	6.66	6.65	6.73	6.70
	Ti	0.23	0.23	0.13	0.17	0.17	0.16	0.25	0.13	0.16	0.21	0.23	0.23	0.22
	Al(VI)	0.35	0.28	0.36	0.38	0.26	0.29	0.29	0.35	0.29	0.35	0.16	0.21	0.21
	Al(IV)	1.25	1.29	0.98	1.15	1.17	1.14	1.41	0.99	1.09	1.34	1.35	1.27	1.30
	Fe ²⁺	1.70	1.64	1.58	1.68	1.67	1.70	1.88	1.84	1.69	1.86	1.33	1.47	1.22
	Fe ³⁺	0.43	0.50	0.28	0.29	0.50	0.47	0.40	0.38	0.51	0.41	0.64	0.56	0.68
	Mn	0.04	0.06	0.04	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05	0.04
	Mg	2.24	2.28	2.61	2.41	2.33	2.30	2.10	2.25	2.28	2.10	2.60	2.49	2.61
	Ca	1.63	1.69	1.45	1.55	1.66	1.61	1.66	1.59	1.62	1.66	1.70	1.68	1.72
	Na	0.63	0.54	0.62	0.60	0.48	0.54	0.64	0.37	0.50	0.62	0.57	0.52	0.61
	K	0.15	0.14	0.10	0.12	0.13	0.14	0.14	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16

№ обр.	T05-41									T05-77-2			T05-60	
	№ ан-за	9-4	11-4	11-6	11-7	13-1	13-2	13-3	13-4	13-16	22-1	22-2	22-3	1-11
	SiO ₂	48.13	48.49	48.75	47.51	45.19	45.21	44.79	47.89	49.33	46.26	45.02	45.45	50.51
	TiO ₂	1.53	1.30	1.25	1.58	2.62	2.33	2.53	1.63	1.63	3.00	3.18	3.22	1.18
	Al ₂ O ₃	7.84	8.29	7.71	6.57	10.90	10.80	10.63	8.50	7.80	10.52	11.11	11.26	6.42
	FeO	17.40	16.34	17.06	19.66	15.31	14.95	16.65	15.90	12.86	10.48	10.39	10.18	15.36
	MnO	0.52	0.50	0.54	0.79	0.37	0.32	0.49	0.54	0.40	0.30	0.35	0.35	0.54
	MgO	11.63	11.92	11.42	10.50	11.75	12.13	11.05	12.07	15.02	15.23	15.22	15.17	13.13
	CaO	10.15	9.83	10.44	11.82	10.37	10.99	10.61	10.65	10.67	11.05	11.05	10.82	10.71
	Na ₂ O	1.81	2.10	1.81	0.94	2.51	2.43	2.44	1.97	1.70	2.63	2.79	2.79	1.55
	K ₂ O	0.80	0.75	0.69	0.71	0.72	0.61	0.76	0.70	0.49	0.69	0.71	0.70	0.57
	Cl	0.14	0.17	0.09	0.04	0.07	0.01	0.07	0.06	0.11	0.00	0.05	0.08	0.03
	Сумма	99.80	99.52	99.66	100.08	99.75	99.79	99.95	99.86	99.90	100.16	99.81	99.93	99.98
	Si	6.88	6.92	7.00	6.92	6.48	6.49	6.46	6.85	6.87	6.49	6.34	6.38	7.14
	Ti	0.16	0.14	0.13	0.17	0.28	0.25	0.27	0.18	0.17	0.32	0.34	0.34	0.13
	Al(VI)	0.20	0.31	0.30	0.05	0.32	0.31	0.27	0.28	0.15	0.22	0.19	0.24	0.21
	Al(IV)	1.12	1.08	1.00	1.08	1.52	1.51	1.54	1.15	1.13	1.51	1.66	1.62	0.86
	Fe ²⁺	1.64	1.61	1.50	1.43	1.65	1.45	1.70	1.39	1.04	0.80	0.84	0.91	1.11
	Fe ³⁺	0.44	0.33	0.54	0.96	0.18	0.34	0.30	0.51	0.45	0.42	0.38	0.28	0.70
	Mn	0.06	0.06	0.07	0.10	0.05	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06
	Mg	2.50	2.55	2.46	2.29	2.53	2.61	2.39	2.59	3.14	3.20	3.22	3.19	2.79
	Ca	1.56	1.50	1.61	1.84	1.59	1.69	1.64	1.63	1.59	1.66	1.67	1.63	1.62
	Na	0.50	0.58	0.50	0.27	0.70	0.67	0.68	0.54	0.46	0.71	0.76	0.76	0.42
	K	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.11	0.14	0.13	0.09	0.12	0.13	0.13	0.10
№ обр.	T05-60													
№ ан-за	13-4	13-5	13-6	13-7	13-8	14-2	14-4	14-6	14-8	1-6	3-1	3-2	6-1	
	SiO ₂	46.44	47.08	46.80	47.16	45.86	46.61	44.25	48.99	48.54	46.97	48.94	47.85	47.31
	TiO ₂	1.92	2.22	2.35	2.27	2.50	2.40	2.88	1.83	1.97	2.37	1.72	2.13	2.32
	Al ₂ O ₃	10.03	9.14	9.39	9.18	9.99	9.58	10.80	8.12	8.27	9.16	8.05	10.07	9.58
	FeO	13.59	13.05	12.96	13.17	13.77	13.18	15.24	12.29	12.48	12.83	12.93	12.38	12.51
	MnO	0.26	0.25	0.32	0.19	0.31	0.32	0.31	0.22	0.32	0.39	0.23	0.37	0.27
	MgO	13.68	13.85	13.90	13.77	13.22	13.70	12.40	14.90	14.70	13.97	14.78	13.10	14.15
	CaO	11.03	11.20	11.24	11.34	11.41	11.16	11.00	11.13	11.28	11.07	11.05	10.99	11.07
	Na ₂ O	2.29	2.12	2.22	2.12	2.06	1.97	2.24	1.86	1.78	1.95	1.66	2.17	2.04
	K ₂ O	0.75	0.82	0.82	0.82	0.90	0.90	0.89	0.72	0.75	0.92	0.65	0.88	0.74
	Cl	0.02	0.11	0.02	0.05	0.00	0.11	0.02	0.03	0.01	0.10	0.01	0.07	0.01
	Сумма	99.98	99.72	100.01	100.01	100.02	99.81	100.02	100.07	100.09	99.63	100.01	99.95	99.98
	Si	6.58	6.70	6.65	6.70	6.55	6.62	6.34	6.87	6.82	6.67	6.85	6.79	6.67
	Ti	0.20	0.24	0.25	0.24	0.27	0.26	0.31	0.19	0.21	0.25	0.18	0.23	0.24
	Al(VI)	0.25	0.23	0.22	0.24	0.23	0.22	0.17	0.21	0.19	0.21	0.18	0.47	0.26
	Al(IV)	1.42	1.30	1.35	1.30	1.45	1.38	1.66	1.13	1.18	1.33	1.15	1.21	1.33
	Fe ²⁺	1.16	0.93	0.92	0.91	1.09	1.06	1.48	0.80	0.81	0.98	0.95	1.05	1.02
	Fe ³⁺	0.44	0.62	0.61	0.65	0.55	0.50	0.34	0.64	0.65	0.54	0.55	0.42	0.45
	Mn	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03
	Mg	2.91	2.96	2.96	2.94	2.83	2.92	2.67	3.13	3.10	2.98	3.10	2.79	2.99
	Ca	1.67	1.71	1.71	1.73	1.75	1.70	1.69	1.67	1.70	1.69	1.66	1.67	1.67
	Na	0.63	0.58	0.61	0.58	0.57	0.54	0.62	0.50	0.48	0.54	0.45	0.60	0.56
	K	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.13	0.13	0.17	0.12	0.16	0.13

№ обр.	T05-60													
	№ аш-за	6-2	6-3	6-4	6-5	6-6	7-1	7-10	7-2	7-3	7-4	7-5	7-6	7-9
	SiO ₂	47.21	45.79	45.32	45.11	46.37	47.53	45.00	50.49	48.66	47.23	49.20	46.97	47.64
	TiO ₂	2.15	2.72	2.68	2.77	2.32	2.10	2.68	1.58	1.78	2.12	1.63	2.35	2.18
	Al ₂ O ₃	9.33	10.73	10.86	10.73	9.71	9.07	11.37	6.55	7.97	9.50	8.12	9.41	8.95
	FeO	12.77	13.04	12.87	13.33	13.00	12.96	14.16	12.19	12.54	13.14	13.00	13.14	13.50
	MnO	0.28	0.34	0.41	0.36	0.26	0.27	0.27	0.23	0.35	0.31	0.34	0.34	0.32
	MgO	14.30	13.43	13.43	13.40	13.90	14.00	12.50	15.83	14.82	13.85	14.18	13.85	13.45
	CaO	10.99	11.06	11.28	11.00	11.12	11.10	11.33	11.13	11.14	11.03	11.09	11.06	11.07
	Na ₂ O	2.16	2.24	2.20	2.45	2.28	1.95	2.13	1.58	1.86	2.14	1.74	2.04	2.06
	K ₂ O	0.82	0.78	0.87	0.74	0.83	0.88	0.60	0.55	0.76	0.70	0.65	0.83	0.76
	Cl	0.02	0.00	0.03	0.06	0.08	0.12	0.02	0.00	0.07	0.02	0.02	0.03	0.04
	Сумма	100.01	100.13	99.93	99.89	99.78	99.86	100.04	100.14	99.88	100.02	99.95	99.98	99.94
	Si	6.66	6.49	6.45	6.42	6.59	6.73	6.42	7.02	6.85	6.68	6.92	6.65	6.77
	Ti	0.23	0.29	0.29	0.30	0.25	0.22	0.29	0.17	0.19	0.22	0.17	0.25	0.23
	Al(VI)	0.21	0.28	0.27	0.22	0.22	0.24	0.32	0.09	0.17	0.25	0.27	0.22	0.26
	Al(IV)	1.34	1.51	1.55	1.58	1.41	1.27	1.58	0.98	1.15	1.32	1.08	1.35	1.23
	Fe ²⁺	0.99	1.21	1.14	1.21	1.00	0.98	1.43	0.65	0.79	1.07	0.93	1.05	1.02
	Fe ³⁺	0.51	0.32	0.39	0.37	0.54	0.55	0.25	0.77	0.68	0.47	0.59	0.50	0.58
	Mn	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
	Mg	3.03	2.86	2.87	2.86	2.96	2.97	2.67	3.30	3.13	2.94	2.99	2.94	2.87
	Ca	1.66	1.68	1.72	1.68	1.69	1.68	1.73	1.66	1.68	1.67	1.67	1.68	1.69
	Na	0.59	0.61	0.61	0.68	0.63	0.54	0.59	0.42	0.51	0.59	0.47	0.56	0.57
	K	0.15	0.14	0.16	0.13	0.15	0.16	0.11	0.10	0.14	0.13	0.12	0.15	0.14
№ обр.		T04-335/1					T05-576			T05-90/1				
№ аш-за		27	28	29	30	31	23	24	25	26	27	28	29	30
	SiO ₂	47.78	47.66	48.43	48.84	48.90	44.74	44.05	44.55	44.59	42.87	44.79	45.05	42.54
	TiO ₂	1.12	1.17	1.04	1.02	1.00	2.17	3.13	3.04	2.84	3.58	2.75	2.90	3.65
	Al ₂ O ₃	5.68	5.78	6.24	5.39	5.68	9.71	9.67	9.45	9.52	11.26	9.58	9.60	11.20
	FeO	15.82	15.50	15.25	14.91	15.44	16.30	11.73	11.96	11.89	12.15	11.73	11.80	11.35
	MnO	1.08	1.17	1.19	1.21	1.39	0.00	0.58	0.60	0.77	0.76	0.75	0.46	0.48
	MgO	13.15	13.11	13.66	13.80	13.45	11.74	14.57	14.34	14.43	14.35	14.50	14.96	14.36
	CaO	10.72	10.89	10.82	10.70	10.26	11.50	11.27	11.31	11.27	11.46	11.44	11.42	11.50
	Na ₂ O	1.14	1.40	1.37	1.34	1.31	1.64	2.37	2.38	2.48	2.67	2.54	2.25	2.63
	K ₂ O	0.47	0.52	0.58	0.37	0.54	0.93	0.78	0.95	0.87	0.68	0.94	0.86	0.75
	Cl	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Сумма	97.11	97.20	98.57	97.56	97.97	98.72	98.14	98.59	98.67	99.78	99.03	99.31	98.45
	Si	6.97	6.97	6.94	7.05	7.02	6.54	6.37	6.44	6.43	6.12	6.45	6.42	6.15
	Ti	0.07	0.09	0.10	0.07	0.09	0.24	0.34	0.33	0.31	0.38	0.30	0.31	0.40
	Al(VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.02	0.05	0.05	0.01	0.07	0.03	0.06
	Al(IV)	0.98	1.00	1.05	0.91	0.96	1.46	1.63	1.56	1.57	1.88	1.55	1.58	1.85
	Fe ²⁺	1.25	1.05	1.09	1.03	1.23	1.41	0.76	0.70	0.71	0.97	0.62	0.75	0.83
	Fe ³⁺	0.67	0.84	0.73	0.76	0.62	0.57	0.65	0.74	0.72	0.47	0.79	0.66	0.53
	Mn	0.13	0.14	0.14	0.15	0.17	0.00	0.07	0.07	0.09	0.09	0.09	0.06	0.06
	Mg	2.88	2.87	2.93	2.99	2.90	2.57	3.16	3.11	3.12	3.07	3.13	3.20	3.12
	Ca	1.68	1.71	1.66	1.66	1.58	1.80	1.75	1.75	1.74	1.75	1.77	1.74	1.78
	Na	0.32	0.40	0.38	0.37	0.36	0.46	0.66	0.67	0.69	0.74	0.71	0.62	0.74
	K	0.09	0.10	0.11	0.07	0.10	0.17	0.14	0.18	0.16	0.12	0.17	0.16	0.14

№ обр.	T05-90/1			T05-84						
	31	32	40	41	42	43	44	45	46	47
SiO ₂	43.18	43.47	43.33	44.18	43.13	42.84	42.92	46.91	46.07	46.40
TiO ₂	3.55	2.93	2.67	2.12	2.37	2.55	2.51	1.46	1.92	1.65
Al ₂ O ₃	11.21	9.25	12.02	10.05	11.47	11.65	11.37	8.22	8.80	8.67
FeO	11.93	12.01	11.86	14.26	14.33	14.53	14.48	14.01	14.29	14.34
MnO	0.49	0.63	0.00	0.34	0.43	0.40	0.60	0.55	0.63	0.70
MgO	14.13	14.40	14.30	12.78	12.57	12.35	12.39	13.96	13.77	13.71
CaO	11.60	10.94	11.82	11.67	11.92	11.89	11.61	11.19	11.05	11.14
Na ₂ O	2.69	2.32	2.10	1.64	2.02	1.96	1.91	1.52	1.65	1.62
K ₂ O	0.74	0.89	0.58	0.80	0.73	0.90	0.80	0.60	0.63	0.67
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.14	0.16
Сумма	99.52	96.83	98.69	97.83	98.96	99.07	98.69	98.42	98.95	99.05
Si	6.20	6.37	6.20	6.46	6.26	6.23	6.25	6.72	6.58	6.63
Ti	0.38	0.29	0.29	0.23	0.26	0.28	0.27	0.16	0.21	0.18
Al(VI)	0.09	0.00	0.23	0.19	0.22	0.22	0.19	0.11	0.06	0.09
Al(IV)	1.80	1.60	1.80	1.54	1.74	1.77	1.75	1.28	1.42	1.37
Fe ²⁺	0.87	0.86	1.12	1.20	1.28	1.33	1.39	1.09	1.23	1.18
Fe ³⁺	0.56	0.60	0.29	0.54	0.45	0.43	0.36	0.58	0.48	0.53
Mn	0.06	0.08	0.00	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08
Mg	3.04	3.17	3.07	2.80	2.74	2.69	2.70	3.00	2.95	2.94
Ca	1.78	1.72	1.81	1.83	1.85	1.85	1.81	1.72	1.69	1.71
Na	0.75	0.66	0.58	0.46	0.57	0.55	0.54	0.42	0.46	0.45
K	0.13	0.17	0.11	0.15	0.13	0.17	0.15	0.11	0.11	0.12

ТИТАНОМАГНЕТИТ

№ обр.	88-4824									T05-41			
	11A-1	11A-2	11A-3	12-1	12-2	12-3	12-4	12-5	12-6	1-1	1-2	6-1	6-2
TiO ₂	9.90	10.43	8.57	9.88	9.95	9.77	8.38	9.58	9.77	9.23	7.47	4.52	4.80
Al ₂ O ₃	1.42	1.89	2.44	1.95	0.94	1.42	0.81	1.11	1.38	2.02	1.83	2.08	2.32
FeO	86.12	85.65	83.89	86.08	86.23	87.48	87.56	86.84	86.48	85.23	87.60	90.33	88.61
MnO	0.00	0.17	0.30	0.25	0.04	0.21	0.00	0.12	0.18	1.42	1.05	0.50	0.74
MgO	0.22	0.20	0.47	0.08	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.65	0.48	1.45	1.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.17	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.21	0.33	0.35	0.16	0.24	0.14	0.33	0.29	0.37	0.28	0.32	0.29	0.42
ZnO	0.06	0.05	0.35	0.09	0.30	0.00	0.40	0.15	0.24	0.00	0.00	0.00	0.01
Сумма	97.92	98.72	96.42	98.48	97.75	99.01	97.51	98.09	98.41	98.88	98.91	99.17	98.12
%usp	27.36	28.56	23.86	27.13	27.66	26.73	23.33	26.51	26.91	25.09	20.29	12.10	13.01
Ti	0.27	0.29	0.24	0.27	0.28	0.27	0.23	0.27	0.27	0.25	0.20	0.12	0.13
Al	0.06	0.08	0.11	0.08	0.04	0.06	0.04	0.05	0.06	0.09	0.08	0.09	0.10
Fe	2.64	2.61	2.60	2.63	2.66	2.66	2.71	2.67	2.65	2.57	2.65	2.69	2.67
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02
Mg	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.99	0.98	0.96	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.92	0.94	0.91	0.91
Fe ³⁺	1.66	1.62	1.64	1.64	1.67	1.67	1.72	1.68	1.66	1.65	1.70	1.78	1.76

№ обр.	T05-41								T05-60					
	№ ан-за	6-4	6-14	6-15	6-16	8-7	8B-1	8B-2	8B-3	1A-1	1A-2	1A-3	1A-4	1A-5
	TiO ₂	6.62	6.50	7.43	7.17	9.85	9.95	10.57	9.73	5.18	8.82	9.42	8.40	8.47
	Al ₂ O ₃	1.98	3.83	2.38	1.95	2.61	1.81	1.70	1.59	0.74	2.00	1.76	1.53	1.57
	FeO	85.86	84.52	84.83	86.79	83.29	84.11	82.04	84.92	89.79	86.18	85.90	86.26	86.98
	MnO	0.81	0.52	0.89	0.53	1.08	1.03	1.63	1.32	1.23	1.21	1.72	1.91	1.70
	MgO	1.42	1.48	0.78	0.90	0.97	0.67	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05
	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.20	0.09	0.13	0.00	0.05	0.10	0.01	0.00	0.00	0.12	0.05
	V ₂ O ₅	0.37	0.29	0.49	0.39	0.32	0.35	0.30	0.37	0.29	0.39	0.53	0.29	0.33
	ZnO	0.18	0.00	0.31	0.00	0.41	0.00	0.00	0.00	0.15	0.28	0.29	0.45	0.00
	Сумма	97.23	97.15	97.31	97.81	98.65	97.93	96.29	98.46	97.39	98.88	99.60	99.02	99.15
	%usp	18.13	17.68	20.44	19.61	26.72	27.34	29.72	26.67	14.40	24.08	25.57	22.94	23.08
	Ti	0.18	0.18	0.20	0.20	0.27	0.27	0.30	0.27	0.14	0.24	0.26	0.23	0.23
	Al	0.09	0.16	0.10	0.08	0.11	0.08	0.08	0.07	0.03	0.09	0.07	0.07	0.07
	Fe	2.61	2.55	2.59	2.64	2.51	2.57	2.56	2.59	2.77	2.62	2.59	2.62	2.63
	Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05
	Mg	0.08	0.08	0.04	0.05	0.05	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	V	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
	Zn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
	Fe ²⁺	0.89	0.90	0.92	0.93	0.90	0.93	0.95	0.94	0.96	0.96	0.94	0.93	0.94
	Fe ³⁺	1.72	1.65	1.67	1.70	1.61	1.64	1.62	1.65	1.81	1.66	1.65	1.69	1.69
№ обр.		T05-60												
№ ан-за	1A-6	1A-7	4A-1	4A-2	4A-3	4A-5	4A-6	4A-7	5A-1	5A-2	5A-3	8A-1	15-4	
	TiO ₂	8.27	8.78	9.78	10.72	10.95	10.43	10.88	10.80	7.47	9.45	12.28	4.72	11.32
	Al ₂ O ₃	1.55	1.44	2.93	2.29	2.40	2.57	2.42	2.59	1.21	2.02	1.87	0.43	2.13
	FeO	87.36	86.77	83.60	83.61	83.58	83.46	84.10	83.96	87.30	85.72	80.14	89.42	84.34
	MnO	1.61	1.51	1.77	1.73	1.30	1.82	1.46	1.61	0.84	1.20	2.76	1.94	1.23
	MgO	0.02	0.00	0.22	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00
	Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.12	0.04	0.09	0.08	0.00	0.03	0.04	0.05	0.00	0.07	0.04
	V ₂ O ₅	0.50	0.45	0.39	0.30	0.43	0.45	0.42	0.30	0.20	0.32	0.21	0.42	0.34
	ZnO	0.00	0.30	0.34	0.18	0.23	0.10	0.00	0.20	0.55	0.35	0.54	0.53	0.13
	Сумма	99.31	99.29	99.14	98.86	98.99	99.04	99.28	99.49	97.60	99.11	97.80	97.64	99.53
	%usp	22.50	23.95	26.53	29.30	29.89	28.39	29.61	29.31	20.72	25.77	34.07	13.07	30.77
	Ti	0.23	0.24	0.27	0.29	0.30	0.28	0.30	0.29	0.21	0.26	0.34	0.13	0.31
	Al	0.07	0.06	0.12	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.05	0.09	0.08	0.02	0.09
	Fe	2.64	2.63	2.52	2.54	2.54	2.52	2.54	2.53	2.69	2.60	2.47	2.75	2.55
	Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.04	0.09	0.06	0.04
	Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	V	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
	Zn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
	Fe ²⁺	0.95	0.95	0.93	0.94	0.95	0.93	0.96	0.95	0.96	0.95	0.90	0.92	0.96
	Fe ³⁺	1.69	1.68	1.59	1.60	1.58	1.59	1.59	1.59	1.73	1.64	1.57	1.83	1.59

№ обр.	T05-60								T05-77/2				
	15-5	15-6	15-7	15-8	16-4	16-5	16-6	16-7	7-1	7-2	7-3	7-5	7-6
№ аН-за	15-5	15-6	15-7	15-8	16-4	16-5	16-6	16-7	7-1	7-2	7-3	7-5	7-6
TiO ₂	11.20	10.72	10.57	10.50	10.90	11.18	11.40	11.45	10.87	11.15	10.80	10.72	10.98
Al ₂ O ₃	1.95	2.29	2.36	2.30	1.95	2.21	2.02	2.46	2.40	1.95	2.21	2.21	2.06
FeO	84.05	84.16	84.65	84.23	82.75	82.56	83.16	82.74	78.18	78.38	77.25	78.79	78.93
MnO	1.33	1.85	1.03	1.65	2.85	2.67	2.27	1.83	6.00	6.12	6.00	6.20	6.20
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.13	0.00	0.00	0.13	0.00
Cr ₂ O ₃	0.08	0.09	0.16	0.01	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07
V ₂ O ₅	0.34	0.33	0.42	0.38	0.41	0.38	0.39	0.42	0.32	0.42	0.34	0.29	0.28
ZnO	0.39	0.21	0.29	0.20	0.59	0.48	0.20	0.10	1.06	1.25	1.21	0.58	0.71
Сумма	99.33	99.64	99.48	99.28	99.44	99.48	99.55	99.04	98.96	99.28	97.81	98.91	99.22
%usp	30.54	29.07	28.70	28.58	29.68	30.41	31.00	31.23	29.65	30.43	29.87	29.26	29.95
Ti	0.31	0.29	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.30
Al	0.08	0.10	0.10	0.10	0.08	0.09	0.09	0.11	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09
Fe	2.55	2.54	2.55	2.55	2.50	2.49	2.51	2.51	2.37	2.38	2.37	2.39	2.39
Mn	0.04	0.06	0.03	0.05	0.09	0.08	0.07	0.06	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Zn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.95	0.94	0.96	0.94	0.90	0.91	0.93	0.94	0.78	0.78	0.78	0.79	0.79
Fe ³⁺	1.60	1.60	1.59	1.60	1.61	1.59	1.59	1.57	1.59	1.60	1.59	1.60	1.60
№ обр.	T05-77/2				T05-92/2								
№ аН-за	13-1	13-2	6-3	6-4	6-6	7A-2	7A-3						
TiO ₂	6.38	7.15	12.12	11.53	23.68	11.03	11.47						
Al ₂ O ₃	1.28	1.28	1.98	2.17	1.04	0.81	1.32						
FeO	87.60	85.20	76.32	76.00	57.92	83.66	81.31						
MnO	1.95	3.03	7.29	6.87	14.47	1.56	1.37						
MgO	1.17	0.72	0.17	0.33	0.37	0.22	0.53						
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01						
V ₂ O ₅	0.33	0.16	0.24	0.29	0.32	0.49	0.37						
ZnO	0.24	0.28	0.45	0.48	0.58	0.11	0.25						
Сумма	98.95	97.82	98.57	97.67	98.46	97.88	96.63						
%usp	17.27	19.65	33.26	31.86	0.00	30.61	32.09						
Ti	0.17	0.20	0.33	0.32	0.66	0.31	0.32						
Al	0.05	0.06	0.09	0.09	0.05	0.04	0.06						
Fe	2.63	2.60	2.33	2.33	1.79	2.58	2.53						
Mn	0.06	0.09	0.23	0.21	0.45	0.05	0.04						
Mg	0.06	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03						
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
V	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01						
Zn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01						
Fe ²⁺	0.87	0.86	0.75	0.75	0.51	0.94	0.92						
Fe ³⁺	1.76	1.74	1.57	1.58	1.28	1.64	1.61						

ИЛЬМЕНИТ

№ обр.	Т05-41									Т05-60			
№ ан-за	6-5	6-6	6-7	6-8	6-9	6-10	6-11	6-12	6-13	3А-5	3А-6	8А-2	8А-3
SiO ₂	0.19	0.34	0.56	0.15	0.24	0.19	1.26	1.41	0.39	0.39	0.19	0.47	0.47
TiO ₂	38.90	38.40	38.67	39.10	39.78	39.47	47.25	40.78	39.58	42.53	46.93	44.17	44.73
Al ₂ O ₃	0.15	0.43	0.59	0.13	0.23	0.23	0.85	0.64	0.40	0.47	0.08	0.40	0.28
FeO	58.46	57.99	57.02	57.05	57.47	58.53	45.49	53.97	56.85	46.88	42.78	48.03	47.88
MnO	0.43	0.46	0.52	0.66	0.41	0.27	1.24	0.72	0.77	8.98	9.60	5.71	5.11
MgO	1.37	1.65	1.78	1.67	1.33	1.22	2.97	1.68	1.37	0.00	0.00	0.18	0.50
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	—	—	0.03	0.00
V ₂ O ₅	0.13	0.47	0.42	0.26	0.35	0.03	0.38	0.54	0.42	—	—	0.45	0.34
ZnO	0.23	0.00	0.24	0.74	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	—	—	0.00	0.00
Сумма	99.91	99.75	99.80	99.85	99.82	99.93	99.80	99.76	99.78	99.25	99.58	99.43	99.32
%hm	27.79	28.82	28.29	27.54	26.02	26.66	11.90	23.47	26.35	19.36	10.94	16.29	15.23
%prf	0.89	0.97	1.08	1.37	0.87	0.57	2.60	1.53	1.62	19.19	20.53	12.19	10.91
Ti	0.72	0.71	0.72	0.72	0.74	0.73	0.88	0.77	0.74	0.81	0.89	0.84	0.85
Al	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.93	0.91	0.89	0.90	0.93	0.94	0.82	0.89	0.91	0.79	0.79	0.85	0.86
Fe ³⁺	0.28	0.29	0.28	0.28	0.26	0.27	0.12	0.23	0.26	0.19	0.11	0.16	0.15
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.19	0.21	0.12	0.11
Mg	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.11	0.06	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02
№ обр.	Т05-60									Т05-77/2			
№ ан-за	8А-4	15-1	15-2	15-3	16-1	16-2	16-3	16-8	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5
SiO ₂	0.41	0.17	0.24	0.28	0.21	0.28	0.13	0.17	0.15	0.17	0.13	0.02	0.00
TiO ₂	44.75	44.67	46.75	45.00	46.82	45.30	44.85	45.25	46.07	46.10	46.15	46.40	46.25
Al ₂ O ₃	0.25	0.04	0.08	0.42	0.00	0.25	0.00	0.04	0.25	0.15	0.19	0.00	0.00
FeO	47.79	50.64	47.29	49.47	44.99	48.06	50.52	49.80	47.57	47.40	47.53	47.94	47.84
MnO	5.43	3.24	4.38	2.85	7.55	4.71	3.90	3.85	3.45	3.34	3.15	3.24	3.38
MgO	0.18	0.37	0.65	1.17	0.00	0.43	0.13	0.32	2.13	2.12	2.25	1.88	1.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.55	0.39	0.28	0.34	0.13	0.39	0.28	0.34	0.25	0.30	0.34	0.28	0.33
ZnO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.10	0.06	0.08
Сумма	99.41	99.52	99.65	99.53	99.70	99.42	99.80	99.76	99.86	99.83	99.84	99.83	99.81
%hm	15.11	15.61	11.77	15.56	11.22	14.31	15.35	14.63	14.50	14.32	14.39	13.66	13.99
%prf	11.62	6.90	9.31	6.03	16.14	10.04	8.29	8.18	7.21	7.00	6.58	6.79	7.09
Ti	0.85	0.84	0.88	0.84	0.89	0.86	0.85	0.85	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
Al	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.86	0.91	0.87	0.88	0.84	0.87	0.91	0.90	0.84	0.84	0.84	0.85	0.85
Fe ³⁺	0.15	0.16	0.12	0.16	0.11	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
Mn	0.12	0.07	0.09	0.06	0.16	0.10	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Mg	0.01	0.01	0.02	0.04	0.00	0.02	0.01	0.01	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07

№ обр.	T05-72/2										T05-92/2		
	1-5	1-6	1-7	1-8	12-1	12-2	12-3	12-4	12-5	12-6	4-1	4-2	4-3
SiO ₂	0.00	0.11	0.24	0.34	0.24	0.26	0.41	0.13	0.36	0.45	0.41	0.39	0.28
TiO ₂	46.25	45.85	45.88	46.45	45.42	45.37	45.17	45.85	45.43	44.90	41.75	41.97	42.13
Al ₂ O ₃	0.00	0.06	0.23	0.13	0.25	0.00	0.11	0.00	0.23	0.28	0.25	0.40	0.23
FeO	47.84	47.94	47.80	47.33	46.31	46.54	46.17	46.16	45.78	46.08	52.21	53.36	53.42
MnO	3.38	3.25	3.18	3.23	5.62	5.68	5.95	5.81	5.71	5.55	2.54	1.65	1.83
MgO	1.93	2.17	2.23	2.20	1.80	1.63	1.57	1.58	1.83	1.98	1.58	1.47	1.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.33	0.38	0.26	0.16	0.17	0.28	0.25	0.18	0.35	0.28	0.53	0.38	0.37
ZnO	0.08	0.05	0.03	0.00	0.00	0.01	0.09	0.18	0.00	0.00	0.20	0.01	0.00
Сумма	99.81	99.81	99.85	99.89	99.80	99.77	99.71	99.89	99.70	99.52	99.49	99.62	99.78
%hm	13.99	14.87	14.82	13.60	15.42	15.27	15.47	14.49	15.22	16.15	21.99	21.66	21.53
%prf	7.09	6.81	6.64	6.76	11.78	11.95	12.55	12.21	12.00	11.68	5.35	3.48	3.85
Ti	0.86	0.85	0.85	0.86	0.85	0.85	0.85	0.86	0.85	0.84	0.78	0.78	0.78
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.85	0.84	0.84	0.84	0.80	0.81	0.81	0.81	0.80	0.79	0.86	0.89	0.89
Fe ³⁺	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.16	0.22	0.22	0.22
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.05	0.03	0.04
Mg	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06
№ обр.	T05-92/2										T05-335/1		
	4-4	6-1	6-2	6-5	6B-1	6B-2	6B-3	6B-4	6B-5	6B-6	6B-7	32	34
SiO ₂	0.30	0.30	0.17	1.99	0.11	0.06	0.09	0.21	0.00	0.00	0.09	—	—
TiO ₂	42.03	43.48	43.48	44.63	43.92	43.93	43.53	43.50	44.22	44.43	44.23	43.59	47.41
Al ₂ O ₃	0.23	0.09	0.09	0.25	0.17	0.11	0.00	0.23	0.02	0.04	0.23	0.65	0.00
FeO	51.57	51.07	52.24	32.50	51.44	51.65	52.51	51.87	51.81	51.49	51.06	49.00	44.06
MnO	3.28	2.14	1.63	18.74	2.23	1.70	1.65	1.72	2.12	2.22	2.13	1.43	1.57
MgO	1.53	2.12	2.02	1.27	1.90	2.25	2.12	2.22	1.78	1.70	2.17	3.21	3.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0.46	0.32	0.14	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	0.28	0.03	0.00	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.68	99.59	99.78	99.76	99.77	99.71	99.90	99.74	99.95	99.88	99.90	97.88	96.13
%hm	21.63	19.08	19.26	15.15	18.41	18.58	19.36	19.33	17.94	17.42	18.12	18.18	9.10
%prf	6.89	4.49	3.40	40.15	4.67	3.56	3.45	3.59	4.43	4.65	4.44	3.02	3.39
Ti	0.78	0.81	0.81	0.85	0.82	0.81	0.81	0.81	0.82	0.83	0.82	0.82	0.91
Al	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Fe ²⁺	0.85	0.87	0.89	0.54	0.88	0.88	0.89	0.88	0.89	0.89	0.87	0.84	0.85
Fe ³⁺	0.22	0.19	0.19	0.15	0.18	0.19	0.19	0.19	0.18	0.17	0.18	0.18	0.09
Mn	0.07	0.04	0.03	0.40	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03
Mg	0.06	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	0.12	0.12

№ обр.	T05-576				T05/90			T05-34					
	T05-335/	63	65	67	40	41	42	24	25	26	27	31	32
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	42.79	47.67	49.50	48.13	39.70	39.74	39.66	47.95	49.06	49.11	48.17	49.48	48.78
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.57	0.55	0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44
FeO	48.74	48.16	45.39	48.88	51.36	50.80	52.92	47.25	46.47	48.47	46.86	46.88	48.61
MnO	1.46	0.57	0.65	0.62	1.93	1.66	1.47	2.68	3.55	1.46	3.20	2.06	1.38
MgO	3.15	1.11	2.53	1.18	3.57	3.69	2.94	0.00	0.00	0.49	0.00	0.33	0.25
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	96.14	97.52	98.07	99.38	97.10	95.89	97.45	97.87	99.08	99.53	98.23	98.75	99.46
%hm	18.41	8.36	6.36	9.13	25.43	24.62	25.42	7.32	6.28	6.98	7.23	5.34	7.23
%prf	3.14	1.24	1.39	1.32	4.08	3.54	3.12	5.84	7.65	3.13	6.95	4.44	2.95
Ti	0.82	0.92	0.94	0.91	0.75	0.75	0.75	0.93	0.94	0.93	0.93	0.95	0.93
Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.85	0.95	0.89	0.93	0.82	0.82	0.85	0.94	0.92	0.95	0.93	0.94	0.95
Fe ³⁺	0.18	0.08	0.06	0.09	0.25	0.25	0.25	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.07
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.06	0.08	0.03	0.07	0.04	0.03
Mg	0.12	0.04	0.10	0.04	0.13	0.14	0.11	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01

Примечания.

1. Микронзондовые исследования проводились в лаборатории PML (Pheasant Memorial Laboratory) при институте ISEI университета Окаяма (Мисаса, Япония) (обр. T05-34, T05-41, T05-60, T05-77/2, T05-92/2, 88-4824) и в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В.Ломоносова (обр. T04-418, T04-335/1, T04-560, T05-84, T05-90/1, T05-576).
2. Привязка изученных образцов показана на рис. 5-16.
3. Для полевых шпатов приведены содержания главных миналов, для остальных минералов - формульные единицы (для амфиболов - в расчете на 13 катионов, для биотита - на 7 катионов). Для ильменита дополнительно указаны содержания гематитового и пирофанитового компонентов