

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 4 • 2015 • ИЮЛЬ–АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

Ступакова А.В., Богомолов А.Х., Карнюшина Е.Е., Конюхов А.И., Козлова Е.В. История кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета Московского государственного университета . . . . .	3
Ступакова А.В. Направления развития геологии и геохимии горючих ископаемых . . . . .	6
Голицын М.В., Вялов В.И., Пронина Н.В. Развитие науки об угле в СССР и России . . . . .	11
Конюхов А.И. Черные глины и другие отложения, обогащенные органическим веществом, на окраинах материков в раннем и позднем палеозое . . . . .	22
Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А., Калмыков А.Г., Козлова Е.В. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии . . . . .	34
Короновский Н.В., Наймарк А.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. О геологических и физических механизмах природных процессов в задачах динамической геологии . . . . .	40
Лубнина Н.В., Бычков А.Ю. Магнитотактические бактерии и биомagnetизм: критерии отбора образцов для национального банка-депозитария живых систем. . . . .	49
Косевич Н.И. Геолого-геоморфологическая типизация островов Кандалакшского залива Белого моря. . . . .	53
Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма. . . . .	62
Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О., Прудников И.А., Тевелев Арк.А. Новые данные о составе и возрасте козлиногорского комплекса габбро и щелочных гранитов (западный склон Южного Урала). . . . .	74
Холодов В.Н. Уточнение понятия «осадочная порода» в связи с термодинамическими условиями нижней части стратисферы. . . . .	86
Шешенин С.В., Артамонова Н.Б., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М. Определение упругих свойств и тензора передачи порового давления горных пород методом осреднения . . . . .	90
<i>Краткие сообщения</i>	
Никитин Д.С., Хуторской М.Д. Применение кластерного анализа для изучения структуры осадочного чехла в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа . . . . .	98

## CONTENTS

Stupakova A.V., Bogomolov A.Kh., Karnyushina E.E., Konyuhov A.I., Kozlova E.V. History of Petroleum geology department of Geology Faculty in Moscow State University	3
Stupakova A.V. Direction of Petroleum geology department of Geology Faculty in Moscow State University	6
Golitsin M.V., Vjalov V.I., Pronina N.V. Coal geology development in USSR and Russia	11
Konyukhov A.I. Black shale and some other deposits with high content of organic matter on the continental margins in Paleozoic	22
Bychkov A.Y., Kalmykov G.A., Bugaev I.A., Kalmykov A.G., Kozlova E.V. Experimental studies of hydrocarbon fluids production from Bazhen formation rocks under hydrothermal conditions	34
Koronovsky N. V., Naimark A. A., Zakharov V. S., Bryantseva G. V. On the geological and physical mechanisms of the natural processes in problems of the dynamic geology	40
Lubnina N.V., Bychkov A.Yu. Magnitotactic bacteria and biomagnetism: principles of samples selection for national biobank — depository of the living systems	49
Kosevich N.I. Geological and geomorphological typification of the Kandalaksha Bay Islands of the White Sea	53
Gerasimov V.Yu., Garanin V.K., Pismennyii A.N., Enna N.L. New data about Mesozoic magmatic activity in the Bechasyin zone of the Greater Caucasus and the estimation of the regional metamorphism age	62
Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Chotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. New data on the composition and age of gabbro and alkali granite kozlinogorsky complex (western slopes of South Ural)	74
Cholodov V.N. Definition of «sedimentary rock» and the thermodynamic environment in the lower part stratisphere.	86
Sheshenin S.V., Artamonova N.B., Frolova Yu.V., Ladygin V.M. Definition of the elastic properties and the pore pressure transfer tensor of rocks by using the averaging method	90
<i>Brief Communications</i>	
Nikitin D.S., Khutorskoy M.D. Application of the cluster analysis for studying structure of the sedimentary cover of northeast part of the Barentsevomorsky Shelf	98

УДК 929

А.В. Ступакова<sup>1</sup>, А.Х. Богомолов<sup>2</sup>, Е.Е. Карнюшина<sup>3</sup>, А.И. Конюхов<sup>4</sup>,  
Е.В. Козлова<sup>5</sup>

## ИСТОРИЯ КАФЕДРЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета имени М.В. Ломоносова основана в 1945 г. И.О. Бродом. На кафедре развиваются учения, которые были заложены крупными специалистами — лидерами в отечественной геологии нефти и газа. За 70 лет научно-педагогической деятельности на кафедре создана ведущая научная школа в области поисков и разведки нефтяных, газовых и угольных месторождений. И.О. Брод развил учение о нефтегазоносных бассейнах, Н.Б. Вассоевич был одним из основателей теории нафтидогенеза, В.В. Семенович, крупный специалист по поиску и разведке нефтяных и газовых месторождений, внес неоценимый вклад в науку восполнения ресурсной базы страны, Б.А. Соколов — родоначальник новой флюидодинамической концепции в нефтегазовой геологии. С именем М.К. Иванова связаны морские исследования нефтегазоносных акваторий. В XXI в. новые потребности производства требуют открытия новых источников углеводородного сырья в Арктике и на шельфах Мирового океана, освоения трудноизвлекаемых углеводородов, инновационных теорий и технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. Все эти научные направления геологии нефти, газа и угля активно развиваются в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова.

*Ключевые слова:* кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета имени М.В. Ломоносова, И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, В.В. Семенович, Б.А. Соколов, М.К. Иванов.

The Petroleum Geology Department of geological faculty Lomonosov Moscow State University was founded in 1945 by Brod I.O. The department develops studies which were founded by main specialists and leaders in Russian oil and gas geology. For over 70 years of scientific and educational activities the department established leading scientific school in the field of search and exploration of oil, gas and coal fields. Brod I.O. has developed the study of oil and gas basins. Vassoyevich N.B. was one of the founders of naftide genesis theory. Semenovich V.V. is a prominent specialist in prospecting and exploration of oil and gas fields. He has made an invaluable contribution to the science of replenishment of the country's resource base. Sokolov B.A. is the pioneer of new fluid dynamic concept in petroleum geology. Ivanov M.K. studied marine oil and gas aquatic areas. In the XXI century new production requires discovery of new hydrocarbon sources in the Arctic region and shelves of oceans, development of hydrocarbons difficult to recover, innovative theories and technologies for prospecting, exploration and development of oil and gas. All these research fields of oil, gas and coal geology are developed actively in the Lomonosov Moscow State University.

*Key words:* Petroleum Geology department, geological faculty named after Lomonosov M.V., Brod I.O., Vassoyevich V.V., Semenovich V.V., Sokolov B.A., Ivanov M.K.

В марте 1945 г. на основе геолого-почвенного факультета МГУ по инициативе Игнатия Осиповича Брода была создана кафедра геологии природного газа. Лекции по основным дисциплинам читали Н.Ю. Успенская, В.Г. Левинсон, Н.А. Еременко, В.Н. Флоровская, А.Н. Гусева. Литологическое направление вел И.А. Конюхов, он разработал

детальные классификации коллекторов нефти и газа, читал курс «Природные резервуары». В это время вышли в свет учебники «Основы геологии нефти и газа» (И.О. Брод, Н.А. Еременко), «Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений» (И.О. Брод), на базе которых готовились все геологи-нефтяники и газовики страны.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; *e-mail:* ansto@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; *e-mail:* nvgroncl@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; *e-mail:* agat1723@yandex.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; *e-mail:* konyuhov@geol.msu.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* miliyakozlova@mail.ru

После размещения в новом здании МГУ (1953) на кафедре были созданы обеспеченные новым оборудованием учебные и научные лаборатории геохимии нефти (А.Н. Гусева), люминесцентно-битуминологическая (В.Н. Флоровская), природных резервуаров (И.А. Конюхов), кабинет угля (А.К. Матвеев). Педагогический и научный состав кафедры укрепился за счет приглашения с производства крупных специалистов с опытом научной работы (И.В. Высоцкий, А.К. Матвеев, Н.И. Марковский). Все это позволило подготовить к педагогической и научной деятельности наиболее способных выпускников (А.Я. Архипов, Ю.К. Бурлин, П.Н. Куприн, В.Б. Оленин, А.М. Серегин, Б.А. Соколов) и приступить к выпуску специалистов по поискам и разведке не только газовых, но нефтяных и угольных месторождений.

В самом начале существования кафедры ее сотрудники под руководством И.О. Брода разрабатывали учение о нефтегазоносных бассейнах как элементах глобального нефтегазогеологического районирования, нашедшее отражение в опубликованной в 1962 г. известной монографии «Нефтегазоносные бассейны земного шара» (И.О. Брод, И.В. Высоцкий, В.Б. Оленин, Б.А. Соколов и др.).

Первоначально нефтегазоносный бассейн (НГБ) понимали как структурный элемент земной коры, содержащий нефтяные и газовые месторождения, позднее понятие о НГБ приобрело генетический смысл. Под НГБ стали понимать область накопления осадочных пород, в процессе формирования которых происходила генерация нефти и газа, миграция и аккумуляция их в условиях длительной сохранности. Новые представления о НГБ обобщены в монографии «Геология нефти и газа» (К. Бек, И.В. Высоцкий), вышедшей в 1976 г. Были разработаны классификации НГБ по разным признакам — на генетической (И.В. Высоцкий, В.Б. Оленин) и историко-геологической основе, по положению НГБ относительно элементов плитной тектоники (Б.А. Соколов).

После кончины И.О. Брода в 1962 г. заведовать кафедрой был приглашен крупный ученый, геолог-геохимик Николай Брониславович Вассоевич. На кафедру пришла работать Ю.И. Корчагина, усилиями которой создана лаборатория геохимии органического вещества пород. Проблемы происхождения нефти и газа исследовались на кафедре на базе представлений о вертикальной зональности генерации углеводородов разного состава и фазового состояния. Основное внимание уделялось зоне наиболее интенсивной генерации нефти, названной Н.Б. Вассоевичем главной фазой нефтеобразования. Ее историко-геологическая и геохимическая характеристики детально разработаны на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых и описаны в трудах Н.Б. Вассоевича и Ю.И. Корчагиной. Также велись исследования ранней генерации нефти (О.К. Баженова),

анализировались характеристики различных зон литогенеза, прежде всего катагенеза (Е.Е. Карнюшина), изучалось изменение свойств природных резервуаров в процессе литогенеза (Ю.К. Бурлин), развивалась угольная тематика (Ю.Р. Мазор, Н.В. Пронина). Были выявлены параметры, с помощью которых можно судить об особенностях генерации и миграции углеводородов, а также прогнозировать размещение нефти разного состава (А.Н. Гусева, Е.В. Соболева, Т.А. Кирюхина).

В 1982 г. заведующим кафедрой стал профессор Владимир Владимирович Семенович, крупный специалист по поискам и разведке нефтяных и газовых месторождений, с именем которого связано освоение нефтегазоносных территорий всего бывшего СССР, включая бассейны Западной Сибири, Средней Азии, Прикаспия, Тимано-Печорского и другие регионы. В.В. Семенович пришел на кафедру геологии и геохимии горючих ископаемых с большим производственным опытом, будучи начальником управления нефти и газа Мингео СССР, где он планомерно создавал ресурсную базу страны. Свой опыт В.В. Семенович передавал студентам, он читал курс лекций «Геология горючих ископаемых», «Гидрогеология нефти и газа» и «Ресурсология». Под его руководством на кафедре появилось новое направление «ресурсология», призванное оценить степень разведанности и восполнения начальных суммарных ресурсов страны.

Еще в 1980 г. большое внимание на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых уделялось морским работам. В 1984 г. была создана новая специализация по поискам и разведке нефтяных и газовых месторождений в акваториях. Студенты проходили практику на специально оборудованных университетских судах в Черном море. В связи с подготовкой специалистов по поискам нефти и газа в акваториях велись геолого-геофизические исследования нефтегазоносности Мирового океана (Б.А. Соколов, А.И. Конюхов, М.К. Иванов). С 1990 г. практика приобрела международное значение, оснащенные по последнему слову техники научно-исследовательские суда Мингео (НИС «Геленджик», «Профессор Логачев») выполняли рейсы в Черном, Средиземном морях и Атлантическом океане. Во время этих рейсов исследования совмещались с обучением российских и иностранных студентов по программе ЮНЕСКО «Плавучий университет: Обучение через исследования» (координатор М.К. Иванов).

С 1992 г. заведующим кафедрой стал член-корреспондент РАН, профессор Борис Александрович Соколов, ученик и последователь И.О. Брода, работавший на кафедре с 1954 г. Б.А. Соколов в своих трудах показал зависимость глубинного строения нефтегазоносного бассейна с особенностями распределения месторождений нефти и газа. Он продолжил развивать учение

о нефтегазоносных бассейнах и основных источниках углеводородов, начатое И.О. Бродом и Н.Б. Вассоевичем. Он хорошо известен не только научными трудами по геологии нефти и газа, но и как опытный педагог и хороший организатор. Региональными исследованиями занимались С.В. Фролов, Н.Ш. Яндарбиев, Г.Е. Яковлев, Н.А. Касьянова, Е.П. Свистунов и др.

Угольное направление с 1993 г. возглавляет М.В. Голицын, он читает курсы «Угольные бассейны СССР», «Альтернативные энергоносители». В его трудах дана оценка генерационного потенциала углей и их роли в образовании месторождений природного газа и нефти. Вместе с ним трудятся Н.В. Пронина, Е.Ю. Макарова, А.Х. Богомолов. Геохимическим исследованием нефтей занимались Е.В. Соболева, Т.Н. Корнева, И.М. Натитник, Е.Н. Сливко, Э.А. Абля. Природу органического вещества в осадках и горных породах изучали О.К. Баженова, Н.П. Фадеева. Палеогеографическими и литологическими исследованиями под руководством Ю.К. Бурлина занимались А.И. Коныхов, Е.Е. Карнюшина, Н.И. Коробова.

В 2004 г. кафедру возглавил профессор Михаил Константинович Иванов, идейный вдохновитель развития морского направления на кафедре, основатель программы «Плавучий Университет: Обучение через исследования», получившей широкую поддержку европейских университетов и морских институтов, а также учебно-научного центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизи-

ке. На счету специалистов и студентов кафедры, прошедших «Плавучий университет», ряд важных научных открытий, связанных с современными геологическими процессами и потенциальными минеральными ресурсами Мирового океана. Кроме того, внедряются революционные технологии обучения специалистов морских наук (Г.Г. Ахмапов, Е.В. Козлова, А.Л. Волконская). М.К. Иванов добился оснащения кафедры современным оборудованием, к традиционным литологическим и геохимическим направлениям добавилась лаборатория петрофизических исследований ядра. Студентов стали обучать работе с основными пакетами программ, которые широко применяются в нефтяных компаниях для геологической интерпретации и построения моделей различного уровня (О.В. Крылов), введены новые дисциплины в области петрофизики, физики нефтяного пласта (Г.А. Калмыков, Д.В. Корост, Р.А. Хамидуллин) и современных методов разработки месторождений, нефтяной гидрогеологии и резервуарной геохимии (Е.Н. Полудеткина) и др.

В августе 2012 г. заведовать кафедрой стала Антонина Васильевна Ступакова, специалист по геологическому строению и нефтегазоносности северных регионов. Область ее научных интересов затрагивает моделирование осадочных бассейнов арктического шельфа, отдельный прогноз нефти и газа на акватории Баренцева моря и критерии поиска крупных и уникальных месторождений углеводородов на шельфе Арктических морей.

Поступила в редакцию  
23.03.2015

УДК 929

А.В. Ступакова<sup>1</sup>

## НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящее время на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова к приоритетным направлениям относятся поиск крупных и уникальных месторождений нефти и газа в слабоизученных регионах и перспективных объектов в разведанных районах, освоение трудноизвлекаемых ресурсов УВ, решение геологических задач на месторождениях с целью повышения КИН, подготовка высококвалифицированных кадров.

*Ключевые слова:* кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, поиск крупных месторождений, трудноизвлекаемые ресурсы, повышение КИН.

Currently at the Petroleum Geology Department of Moscow State University the key subjects of evaluation are exploration of large and unique oil and gas fields in poorly studied and new regions and prospective areas in the well studied areas; development of unconventional resources; the enhance oil recovery; training of highly qualified specialists.

*Key words:* Petroleum Geology department, search large deposits, unconventional resources, increase oil recovery.

Потребление энергоносителей в мире непрерывно растет, что требует пополнения использованных углеводородов новыми разведанными запасами. Это может быть реализовано лишь при увеличении объема и качества поисковых и разведочных работ, появления новых идей и использования новых технологий. Россия по потенциалу ресурсов и запасов минерального сырья входит в группу стран-лидеров наряду со странами Ближнего Востока. По усредненной оценке в недрах нашей страны содержится более 11% ресурсов нефти и около 40% газа от общемировых запасов. Располагая такими ресурсами, Россия является крупным экспортером энергетического сырья, что обеспечивает устойчивость российской экономики.

Геологический факультет, определяя программу подготовки кадров и фундаментальных научных исследований, учитывает потребности государства и отдельных регионов в тех или иных видах полезных ископаемых. Восполнение ресурсов нефти и газа в настоящее время — стратегическая задача, ее решение невозможно без фундаментального научного подхода к проблемам происхождения, формирования и поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа, а также освоения нетрадиционных источников сырья. Кроме того, необходимы кадры, обладающие опытом, накопленным в геологической отрасли, и способные разработать новые технологии для модернизации процессов прогнозирования и освоения горючих полезных ископаемых

В настоящее время к приоритетным направлениям поисково-разведочных работ следует отнести:

1) поиск крупных и уникальных месторождений нефти и газа в новых слабоизученных бурением регионах;

2) поиск новых перспективных объектов в разведанных нефтегазоносных районах;

3) освоение трудноизвлекаемых ресурсов углеводородов, к которым в первую очередь относятся плотные коллекторы, высокоуглеродистые формации, высоковязкие нефти и битумы;

4) решение разнообразных геологических задач на открытых месторождениях с целью повышения коэффициента нефтеотдачи пласта;

5) подготовка кадров для нефтегазовой отрасли, способных активно использовать накопленный опыт для решения современных задач при поисково-разведочных работах по увеличению энергетических ресурсов страны.

Каждое из этих направлений требует особого подхода, собственных методов и должно реализовываться на практике.

***Поиск крупных и уникальных месторождений нефти и газа в новых слабоизученных регионах.***

Крупные и уникальные месторождения открываются, как правило, первыми при поисково-разведочных работах в новых нефтегазоносных бассейнах. Объем и качество углеводородов напрямую зависят от структуры осадочного бассейна и истории его геологического развития. Газовые и нефтяные месторождения группируются в различных структурно-тектонических зонах. Крупные и уникальные газовые месторождения, как правило, открываются на участках бассейна, которые испытывали длительное погружение, компенсирован-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; e-mail: ansto@geol.msu.ru

ное большим количеством осадочного материала. Такие условия характерны для определенных тектонических элементов — крупных впадин, авлакогенов, сверхглубоких депрессий. Нефтяные скопления, напротив, часто приурочены к тектоническим выступам и сводовым поднятиям древнего заложения, которые на протяжении длительного геологического времени оставались относительно приподнятыми.

При поиске крупных скоплений углеводородов (УВ) в новых регионах важную проблему составляет прогноз фазового состояния углеводородов. Особенно остро эта проблема стоит при поисково-разведочных работах на континентальном шельфе Российской Арктики. Ответить на вопрос: что мы ищем — нефть или газ, и где ищем, можно только если рассматривать Арктику как единое целое и использовать комплекс структурно-генетических методов моделирования глубинной части бассейна. Тектоническое строение бассейна — основа прогнозирования закономерностей распределения УВ разного состава.

Прогноз качества и типа УВ должен решаться комплексно, совместно с созданием концепции о типе бассейна, его осадочном наполнении и истории его развития. Закономерности распределения УВ в пределах отдельных структур могут быть выявлены только при региональном широком подходе к изучению бассейна, его геотектонического положения. Бассейны на континентальном шельфе необходимо рассматривать как единое целое с прилегающими бассейнами суши на протяжении длительной истории геологического развития.

На геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова активно ведутся научно-исследовательские работы, направленные на поиск крупных и уникальных месторождений в новых регионах страны, в том числе на арктическом шельфе России. Все эти работы базируются на накопленном опыте и использовании новых технологий по ведению поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В России восполнение традиционных запасов углеводородов за счет месторождений суши начинает сокращаться. Компенсирование накопленной добычи разведанными ресурсами вскоре будет возможно за счет вовлечения новых перспективных нефтегазоносных бассейнов в поисково-разведочные работы. Большинство этих бассейнов приурочено к акваториям Российской Арктики и Дальнего Востока. Наиболее перспективной и трудоемкой акваторией, требующей специальной подготовки, является Арктическая акватория. Поэтому одна из основных программ геологического факультета включает изучение строения, разработку основных направлений поисков месторождений полезных ископаемых в бассейнах Арктики и подготовку кадров для освоения этих месторождений.

Трехмерное моделирование нефтегазоносных бассейнов Арктики на базе комплексного высокоточного компьютерного анализа геологической информации по силам специалистам геологического факультета МГУ и представляет собой крайне важную задачу поисково-разведочных работ на нефть и газ. Наиболее актуально в настоящее время применение современных компьютерных технологий для расчета местоположения и структуры уникальных и крупных доказанных и возможных скоплений УВ в бассейнах арктического шельфа и Дальнего Востока.

*Поиск новых перспективных объектов в разведанных нефтегазоносных районах.* В силу больших экономических затрат при поисково-разведочных работах на шельфе основной объем поискового бурения сосредоточен на суше в регионах с доказанной нефтегазоносностью. Поиск новых залежей в старых нефтегазоносных бассейнах имеет большое значение для поддержания уровня добычи нефти и газа в этих регионах и всей инфраструктуры, связанной с нефтегазодобывающей отраслью. В настоящее время поиск таких объектов ведется в традиционных нефтегазодобывающих регионах России, таких, как Западная Сибирь, Поволжье, Северный Кавказ, Тимано-Печорский бассейн, Восточная Сибирь и Дальний Восток.

Освоение этих регионов, ставших традиционными нефтегазоносными бассейнами, начиналось с открытия крупных месторождений. В настоящее время основная добыча сосредоточена в Западной Сибири, где месторождения нефти и газа начали разрабатывать с 1964 г., в 1965 г. открыто уникальное по запасам нефтяное месторождение Самотлор. До открытия месторождений в Западной Сибири первое место в России по добыче нефти занимало Поволжье, где промышленная добыча нефти началась с 20-х гг. прошлого века, а уникальное нефтяное месторождение Ромашкинское открыто в 1948 г. С того времени на территории Волго-Уральской провинции открыто более 1000 месторождений и добыто свыше 6 млрд т нефти. Старейший и наиболее разведанный нефтегазоносный регион России — Северный Кавказ, где промышленная добыча нефти началась более 150 лет назад. Основные месторождения Северного Кавказа находятся на поздней стадии разработки, сильно выработаны и обводнены.

Активно ведется промышленная разработка и в Тимано-Печорском бассейне, где она целенаправленно началась после открытия в 1930 г. Чибьюского нефтяного месторождения, расположенного в Республике Коми. В настоящее время поисково-разведочные работы все больше смещаются на север в Ямало-Ненецкий автономный округ и в прилегающую акваторию Баренцева моря. Недостаточно разведанными остаются районы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Несмотря на то что крупное Верхнечонское не-

фтяное месторождение в Восточной Сибири было открыто в 1978 г., а на Сахалине нефть добывается с 20-х гг. прошлого века, активные поисково-разведочные работы начались лишь недавно. В результате активизации поисково-разведочных работ на Сахалине и прилегающей акватории Охотского моря были открыты крупные месторождения на шельфе Сахалина, в этом регионе возобновлена нефтегазодобывающая отрасль.

На суше Дальнего Востока, а также в Якутии остаются слаборазведанные территории, которые также нуждаются в возобновлении поисково-разведочных работ на нефть и газ. Это мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны Восточной Арктики, где мощность осадочного чехла превышает 7–10 км. К одной из таких территорий относится перспективный бассейн Момо-Зырянской впадины, расположенный в центральной части Восточной Якутии и Приохотья. Разрезы, описанные в этом районе, могут служить прототипами мезозойской части разрезов в акваториальной части Восточной Арктики, а также в северной части шельфа Охотского моря. Это предположение позволяет прогнозировать состав глубоких горизонтов осадочного чехла в акваториях моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

Во всех регионах, как хорошо изученных и освоенных, так и менее изученных, следует продолжать поисково-разведочные работы. В районах, где ведется активная разработка уже существующих месторождений, следует обращать внимание на неструктурные ловушки, зоны развития плотных пород, нефтегазоносность которых доказана, но ранее считалась экономически нерентабельной. Кроме того, там могут существовать горизонты и площади, перспективы которых не выявлены из-за неопределенностей в понимании их геологического строения.

Так, например, геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойского комплекса Западной Сибири до сих пор остаются не до конца выясненными и недооцененными, несмотря на ряд крупных работ и открытие залежей углеводородов в палеозойских отложениях. Это связано как со сосредоточением всех поисково-разведочных работ на мезозойском нефтегазоносном комплексе в силу его высокого потенциала, так и со существующей моделью тектонического развития всего региона, которая рассматривает палеозойский комплекс как складчатое основание или фундамент. Согласно осадочно-миграционной теории образования углеводородов фундамент бассейна не является источником углеводородов, а следовательно, его нельзя рассматривать в качестве самостоятельного нефтегазоносного комплекса, обладающего собственными нефтегазоматеринскими толщами и резервуарами. Однако открытие залежей углеводородов в «фундаменте» Западной Сибири указывает на несоответствия в существующих

на сегодняшний день теориях и моделях. Сторонники неорганического происхождения углеводородов стремятся доказать глубинное происхождение углеводородов, сторонники же органического происхождения углеводородов ищут пути миграции углеводородов из нефтегазоматеринских толщ юрского комплекса в прилегающие поднятия «фундамента», вероятно, истина кроется посередине.

В первую очередь, на наш взгляд, несовершенна тектоническая модель строения Западно-Сибирского региона, которая подразумевает образование Западно-Сибирского мезозойского осадочного бассейна на коре океанического или субокеанического типа с последующей коллизией и повсеместной метаморфизацией осадочных толщ палеозойского возраста. По этой модели практически весь палеозойский комплекс должен быть смят в складки и метаморфизован, а все потенциальные нефтегазоматеринские толщи исчерпать свой потенциал еще до образования последующего покровного мезозойского комплекса. Многолетние исследования палеозойских пород и более сотни скоплений углеводородов, выявленных в них, показывают, что метаморфизация пород происходила крайне неоднородно. Глубинные сейсмические разрезы фиксируют крупные палеозойские прогибы под осадочным чехлом мезозойских пород. Эти палеозойские прогибы могли представлять собой самостоятельные бассейны осадконакопления с собственным нефтегазогенерационным потенциалом, который мог быть разрушен не полностью, а сформировавшиеся в палеозойское время залежи впоследствии переформированы.

**Освоение трудноизвлекаемых ресурсов углеводородов.** В настоящее время разведанные запасы нефти из традиционных резервуаров России сокращаются, что приводит к неуклонному падению добычи нефти. Один из возможных источников поддержания добычи на современном уровне — вовлечение в разработку трудноизвлекаемой нефти, к которой относятся высоковязкие нефти, нефти «сланцевых формаций», угольный метан и другие виды УВ, освоение которых отличается от традиционных и требует дополнительных затрат. Особую роль среди трудноизвлекаемых ресурсов углеводородов играют сланцевые высокоуглеродистые толщи баженовской свиты в Ханты-Мансийском округе Западной Сибири, доманиковые отложения в Волго-Уральской провинции и майкопские отложения в Предкавказье. До сих пор эти отложения рассматривали только лишь как источник, поставляющий УВ в традиционный коллектор, карбонатный или песчаный, из которого можно их извлекать отработанными традиционными методами. Истощение запасов в традиционных резервуарах заставляет задуматься о возможности прямого извлечения углеводородов из той толщи, в которой они формируются и из

которой они трудно извлекаются. Как правило, эта толща имеет сложное строение, представлена частым чередованием пород разного минерального состава и содержит выдержанные интервалы разреза с высоким содержанием УВ, как в свободном состоянии, так и в матрице породы.

Сложное строение сланцевой толщи и разные формы нахождения в ней углеводородов в свободном и связанном состоянии требуют новых подходов к оценке объема нефти и газа в ее составе. Возможность прогнозировать геологические ресурсы углеводородов в сланцевых толщах основана на детальном геологическом анализе объема их генерации и всех параметров, удерживающих эти углеводороды в материнской породе. На сегодняшний день перед наукой и промышленностью стоит задача извлечения тех УВ, которые сланцевая порода сгенерировала, но не смогла отдать в традиционный коллектор. Для этого необходимо познать геологические процессы образования, сохранения и выхода углеводородов, а также создать технологии извлечения их из мест максимальной концентрации. Программа освоения угольного газа также имеет большое значение, ОАО «Газпром» предпринимал попытку ее реализации на примере угольного метана Кузбасса, однако из-за слабой научно-технической проработки желаемые результаты не были достигнуты. Для решения ряда проблем, среди которых подготовка запасов и добыча метана из угольных месторождений, необходимы комплексные экспериментально-научные исследования на базе детального анализа геологического строения месторождений угля и попутного метана. Кроме того, анализ ресурсов угольного метана позволит расширить область поисково-разведочных работ на сланцевый газ. Освоение нетрадиционных источников сырья требует фундаментальных знаний об их строении и формировании. Необходимы высокоточные аналитические исследования с применением высоких компьютерных технологий для воспроизведения геологических процессов, обуславливающих образование УВ. Создание двумерных и трехмерных изображений геологической среды, в которой формируются плотные коллекторы, высоковязкие нефти, газогидраты и другие виды нетрадиционных источников УВ, необходимо для выработки новых технологий их разработки. Такие работы уже ведутся специалистами геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на стандартных приборах и вычислительных машинах. Применение современных компьютерных технологий позволит, с одной стороны, ускорить расчеты, а с другой — сделает их более точными.

**Решение геологических задач на открытых месторождениях с целью повышения коэффициента нефтеотдачи пласта.** Эффективность извлечения нефти из нефтеносных пластов современными, промышленными методами разработки во всех

нефтедобывающих странах на сегодняшний день считается неудовлетворительной. Средняя конечная нефтеотдача пластов в мире составляет от 25 до 40%. Остаточные или неизвлекаемые промышленно освоенными методами разработки запасы нефти достигают в среднем 55–75% от первоначальных геологических запасов нефти в недрах. Разрабатываются новые технологии нефтедобычи, применение которых невозможно без детального изучения строения пласта и модели залежи. Моделирование залежи помогает прогнозировать флюидодинамические процессы и их изменение во времени в зависимости от используемых технологий по интенсификации работы нефтенасыщенной части пласта. Для этого необходимы интерпретация сейсмического и скважинного материала и построение 3D- и 4D-моделей строения залежи, построение цифровой модели пласта, визуализация строения залежи и миграции флюидов в пласте. Специалисты геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова проводили детальные исследования по изменению упруго-прочностных свойств в разрезах отдельных скважин, по воздействию на отдельные компоненты пород и показали степень увеличения фильтрационно-емкостных свойств естественных коллекторов за счет этого воздействия.

**Подготовка кадров.** Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова наряду с решением научных проблем выполняет свою главную роль — готовит кадры, способные решить задачи науки и производства. Подготовку кадров, готовых участвовать как в фундаментальных, так и в прикладных исследованиях, кафедра проводит совместно с ведущими производственными институтами и компаниями, вовлекая студентов в решение производственных задач во многих регионах страны и мира. Научно-производственный опыт, полученный от реализации готовых проектов, совместных российских и международных программ помогает готовить современные кадры, развивать и обучать молодых специалистов в соответствии с требованиями геологической отрасли и потребностями страны в природных ресурсах.

Большую роль при подготовке кадров играют учебно-производственные практики, организованные по нефтегазовой и угольной тематике. Начиная с первых учебных практик в Крыму до специализированных практик студенты знакомятся со специальностью «геология и геохимия горючих ископаемых». Такие практики по ознакомлению с процессом бурения и добычи углеводородов уже многие годы проводятся в Чехии, на юге России, а также в рамках программы «Плавучий университет» во многих регионах России и за ее пределами.

Среди морских практик наиболее популярной и всеобъемлющей стала научно-образовательная программа «Плавучий университет: обучение

через исследования». Это долгосрочная многокомпонентная международная образовательная программа, инициированная Московским государственным университетом имени М.В. Ломоносова, работающая уже более 22 лет и снискавшая широкое признание как результатами в области образования, так и научными успехами. Ежегодный цикл «Плавучего университета» состоит из ряда последовательных этапов — от углубленной подготовки студентов к экспедиционным исследованиям до публикации результатов в научных изданиях или разработки рекомендаций для практической деятельности. Программа направлена на углубленное образование и раннее формирование у студентов навыков практической исследовательской работы.

Учебная практика в Чехии проводится на базе Карлова Университета (Прага) при поддержке кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Основные задачи практики — изучение разрезов, а также детальные исследования собранных коллекций образцов горных пород в лабораториях кафедры с целью получения практических навыков исследования потенциально нефтегазоматеринских отложений.

Традиция проведения обменной практики для студентов-геологов МГУ и Карлова Университета была заложена еще в 70-х гг. прошлого века. Многие преподаватели кафедры принимали участие в этих практиках в Чехии и на территории нашей страны, особый вклад в восстановление такого сотрудничества после перерыва внесла профессор О.К. Баженова. Обменная учебная практика возобновилась в 1997 г., когда преподаватели природоведческого факультета Карлова Университета Ярослав Марек и Мартин Коштяк проявили инициативу и приехали на полигон в Крым с группой студентов. Эту инициативу подхватили профессор нашей кафедры О.К. Баженова, доцент Е.В. Соболева и профессор кафедры палеонтологии И.С. Барсков — вот уже почти 20 лет лучшие студенты геологического факультета посещают Чехию и изучают геологию, а также посещают культурные и исторические объекты Западной Европы.

Геологическая обменная практика в Чехии — одна из форм обучения и знакомства студентов

2–3-го курсов кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых с геологическими разрезами, в основном нижнепалеозойских отложений, в окрестностях Праги и в южной части Чехии. На практике студенты изучают породы разного состава и генезиса, разной степени преобразованности — от пластов, вмещающих неогеновые бурые угли, до нижнепалеозойских, в которых содержится графит, и метаморфизованных протерозойских. Геология Чехии хорошо изучена; кроме того, многие разрезы палеозоя являются стратотипическими (стратотипы границ между силурийской и девонской системами в природных заповедниках Праги и в ее окрестностях), оборудованы для проведения геологических экскурсий; в пределах самой Праги можно описывать разрезы и даже отбирать образцы пород от протерозойского до четвертичного возраста. Геологические маршруты пересекают старинные города, где студенты знакомятся со средневековой архитектурой, памятниками культуры.

На севере Чехии около границы с Германией студенты изучают угленосную толщу палеоген-неогенового возраста, приуроченную к рифтообразному прогибу. Интерес представляют не только бурые угли (рабочий пласт мощностью до 35 м) Северо-Чешского бассейна, но и вулканогенный комплекс, а также дельтовые отложения перекрывающей толщи. Рядом с карьером, где ведется разработка угля, расположен древний вулкан Божен, который является природным парком. Во время экскурсии, которую проводит геолог Карел Мах, группа поднимается на верхнее плато вулкана, осматривает территорию, узнает историю формирования фонолитов.

Во время прохождения практики студенты изучают не только геологические природные объекты, но и посещают геологические и минералогические музеи, знакомятся со способами добычи полезных ископаемых, посещают действующие и закрытые шахты, карьеры.

Широкий диапазон геологического разреза объектов, которые студенты изучают во время этой практики, позволяет им применять полученные знания на практике и готовить материалы для курсовых работ, а также для написания статей, тезисов докладов на различных конференциях.

Поступила в редакцию  
23.03.2015

УДК 550.34:552.57(470+571)

**М.В. Голицын<sup>1</sup>, В.И. Вялов<sup>2</sup>, Н.В. Пронина<sup>3</sup>****РАЗВИТИЕ НАУКИ ОБ УГЛЕ В СССР И РОССИИ**

Развитие знаний об угле в России началось с освоения Донбасса еще в XVIII в., в XIX в. добычу стали вести и в Кузбассе. Кроме этих крупных угольных бассейнов было открыто много других бассейнов и месторождений как в европейской, так и в азиатской части страны. Уголь долгое время оставался главным энергетическим сырьем, поэтому комплексное систематическое его изучение имело не только научный интерес, но и практическое значение. В статье отражены все важнейшие этапы развития угольной геологии в региональном и тематическом аспектах, названы имена ученых, чей вклад в создание научной и минерально-сырьевой базы России был значителен.

*Ключевые слова:* угольные бассейны России, этапы освоения, комплексное изучение.

Development of knowledge about coal in Russia began with the exploration of Donbass in the 18th century. In the 19th century mining has been going on in the Kuzbass. Besides these major coal basins many other basins and coal fields were discovered in both the European and the Asian parts of the country. Coal has long been the main energy source, so its' comprehensive, systematic study was not only of scientific interest but also of practical importance. The article reflects all the major stages in the development of coal geology in the regional and thematic aspects, names of scientists, whose contribution to the creation of scientific and mineral-resource base of Russia was significant and therefore they should not be forgotten.

*Key words:* coal basins of Russia, exploration stages, comprehensive investigation.

**Введение.** Начало развития науки об угле в России связано с Донецким бассейном, где еще при Петре I казаки обнаружили выходы угольных пластов. По распоряжению Бергколлегии рудознатцем Г.Г. Капустиним в 1721 г. была начата добыча угля. Первые сведения о Донецком кряже, начиная с 1770 г., получены экспедициями Гмелина, Палласа, Гольденштета. Первое стратиграфическое расчленение угленосной толщи Донбасса и геологическая карта его восточных районов сделаны горным инженером Е.П. Ковалевским в 1827–1837 гг. В 1833–1843 гг. вопросами стратиграфии и литологии угленосных отложений бассейна занимались А.И. Оливьери, А.Б. Иванов, Д.И. Соколов. В этот же период геологические исследования в Донбассе проводил француз Ле Пле, сопоставивший угленосные отложения бассейна с карбоновыми осадками Бельгии, Вестфалии и Англии. Большое значение имели исследования англичанина Мурчиссона (1841, 1849), расчленившего угленосные отложения донецкого карбона на три отдела. Изучением качества углей Донецкого бассейна начал заниматься Н.А. Иванов, опубликовавший в 1862 г. их первую классификацию.

В 1892 г. группой геологов Геологического комитета (Геолкома) под руководством Ф.Н. Чернышева, Л.И. Лутугина была начата геологическая

съемка Донецкого бассейна. В группу входили А.А. Гапеев, П.И. Бутов, Б.Ф. Мефферт, Н.Н. Славянов, Б.К. Лихарев, В.И. Соколов, а после 1917 г. Е.О. Погребницкий, П.В. Кумпан, А.П. Ротай, В.С. Попов, А.К. Матвеев. В 1916 г. А.А. Снятковым опубликована первая синонимика угольных пластов бассейна. В обосновании стратиграфического расчленения угленосной толщи Донбасса участвовали Н.Н. Лебедев, А.Н. Криштофович, К.П. Лисицын, Н.Н. Яковлев.

В Кузнецком бассейне определением возраста палеозойских угленосных отложений занимались в конце XIX в. И. Шмальгаузен, П.М. Венюков, Б.К. Поленов, А.А. Иностранцев, в начале XX в. — В.И. Яворский, П.И. Бутов, изучением тектоники — М.А. Усов.

В районах Восточной Сибири и Дальнего Востока угольные бассейны, в частности Иркутский, изучали в эти годы А.Л. Чекановский, П.Д. Черский, О. Геер.

В 1927 г. на базе Геолкома был создан Угольный геологоразведочный институт (УГГРУ), а в крупных бассейнах — центры научного обобщения геологических исследований.

Крупная сводка по угольным месторождениям СССР была опубликована к XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшегося в Москве в 1937 г.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор; e-mail: nvproncl@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, отдел геологии горючих полезных ископаемых, зав. отделом; e-mail: Vladimir\_Vjalov@vsegei.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; e-mail: nvproncl@geol.msu.ru

Огромное значение для разработки стратиграфических схем угольных бассейнов имели работы М.Д. Залесского, изучавшего флору палеозойских и мезозойских отложений России и многих месторождений мира. Он одним из первых русских геологов начал петрографическое изучение углей.

Научно-исследовательские работы в послевоенные годы проводились во ВСЕГЕИ, в Московском, Ленинградском, Киевском, Казанском, Томском, Новосибирском, Иркутском университетах, геологических институтах системы Академии наук (ГИН, ИГЭМ, ИМГРЭ, ИЛСАН), в Московском горном (МГИ) и Московском геологоразведочном (МГРИ), Ленинградском горном (ЛГИ) институтах, Уральской горно-геологической академии, а также в отраслевых институтах (ВИМС, ВИЭМС, ИГИ, ИГиРГИ, ВУХИН, УХИН, ИГД, ИОТТ, ВТИ).

В 1979 г. в Ростове-на-Дону на базе Донбасской научно-исследовательской лаборатории (образованной ранее в качестве филиала ВСЕГЕИ) был создан Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный институт, в котором активно развивали различные направления угольной геологической науки, начиная со стратиграфии, литологии, тектоники, угленосности и качества углей и горючих сланцев и кончая комплексным использованием углей и сопутствующих полезных ископаемых, методикой разведки и геолого-экономической оценкой месторождений.

Научные исследования в угольных бассейнах сопровождалось выпуском крупных сводок. К таким сводкам относятся монографии 12-томная «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1960–1978), 4-томная «Угольные месторождения зарубежных стран» под редакцией А.К. Матвеева (1966–1969), 3-томная «Газоносность угольных месторождений СССР» под редакцией А.И. Кравцова (1979–1980), 2-томная «Минерально-сырьевая база угольной промышленности России» (1999), а также «Общая геология ископаемых углей» (1948), «Петрографические особенности и свойства углей» (1963), «Петрология палеозойских углей СССР» (1963), «Угленосные формации» (1966). В 50–70-х гг. прошлого века лабораторией геологии угля (ЛАГУ АН СССР и ВСЕГЕИ) была выпущена серия фундаментальных работ по различным вопросам геологии угольных месторождений: «Угленосные формации и их генезис» (1973), «Изучение и оценка качества углей при геологоразведочных работах» (1975), «Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР» (1976), «Угленосные отложения Европы» (1980), «Месторождения горючих сланцев мира» (1988), «Геология угольных месторождений СССР» (1991), «Марочный состав углей и их рациональное использование» (1994), «Коксующиеся угли России и мира» (1996), «Антрациты России и мира» (1998), «Петрография углей СССР» (2000), «Газоугольные месторождения России и мира» (2002), «Атласы

углей» ряда угольных бассейнов (1957–2000). В 1997–2004 гг. была издана фундаментальная 6-томная монография «Угольная база России» (главный редактор В.Ф. Череповский).

Большое значение имело издание в 70-х гг. первой «Карты угольных месторождений мира» под редакцией А.К. Матвеева, «Атласа карт угленакпления на территории СССР» (1962) под редакцией И.И. Горского.

С 1991 г. в Уральской горно-геологической академии по инициативе В.П. Алексева выпускались ежегодные сборники статей «Геология угольных месторождений», посвященных различным вопросам угольной науки.

Итоги изучения угольных бассейнов подводились на конференциях и совещаниях, в том числе всесоюзных и всероссийских. Наряду с результатами геологоразведочных работ обсуждались и итоги угольной науки.

Первое Всесоюзное угольное совещание состоялось в 1944 г. в Москве в Московском горном институте (автор статьи еще студентом принимал в нем участие). Совещание было посвящено подведению итогов изучения угольных бассейнов, методикам исследования угленосных толщ, качества углей, составления карт прогноза угленосности.

Второе Совещание (Ленинград, ВСЕГЕИ, 1955) обсудило результаты научных исследований, проведенных в угольных бассейнах, и рекомендовало усилить работы по совершенствованию литолого-фациального анализа угленосных толщ, созданию классификации угольных месторождений, изучению угленосных формаций.

На третьем Всесоюзном совещании по твердым горючим ископаемым (Ростов-на-Дону, 1967) были заслушаны доклады о результатах изучения угольных месторождений и вещественного состава углей. Четвертое Всесоюзное совещание (Воршиловград, 1970) было посвящено угленосным формациям, формационному анализу, строению угленосных толщ. На Пятом Всесоюзном совещании (Ростов-на-Дону, 1977) рассмотрены методические вопросы изучения угольных месторождений. Шестое Всесоюзное совещание (Львов, 1980) касалось научных основ прогноза угленосности и качества углей. Седьмое Всесоюзное совещание (Ростов-на-Дону, 1981) было посвящено анализу ресурсов углей и их комплексному рациональному использованию. Восьмое Всесоюзное совещание (Ростов-на-Дону, 1986) рассмотрело вопросы, касающиеся качества и использования углей. На девятом Всесоюзном совещании (Ростов-на-Дону, 1991) обсуждались вопросы обоснования оптимальных направлений геологических работ на уголь. Десятое (юбилейное) Всесоюзное угольное совещание (Ростов-на-Дону, 1999) подвело итоги геологических исследований во второй половине XX в., определило перспективные направления дальнейших работ.

В XXI в. продолжается обсуждение основных проблем угольной геологии в крупнейших научных центрах России (ВСЕГЕИ, ВНИГРИуголь, ЛГУ, МГУ, МГРИ и др.). Так, в 2005 г. на Всероссийском угольном совещании в Ростове-на-Дону обсуждались современные проблемы развития и освоения угольной сырьевой базы России». В 2014 г. в Ростове-на-Дону состоялось XIII Всероссийское угольное совещание «Основные направления геологоразведочных и научно-исследовательских работ на твердые горючие ископаемые в современных экономических условиях».

**Стратиграфия угленосных отложений.** Первые стратиграфические схемы Донецкого, Кузнецкого и Подмосковного бассейнов были разработаны Л.И. Лутугиным и его учениками еще до 1917 г. После революции и особенно в послевоенные годы эти схемы были в значительной степени уточнены и доработаны. В 50–60-х гг. были приняты унифицированные стратиграфические схемы Донецкого, Кузнецкого, Минусинского, Подмосковного, Печорского, Канско-Ачинского, Иркутского, Таймырского, Тунгусского, Южно-Якутского бассейнов, ряда месторождений Урала, Средней Азии и Дальнего Востока.

Основные биостратиграфические исследования выполнены палеонтологами, палинологами ВСЕГЕИ, Московского, Ленинградского и Киевского университетов, ГИН и ПИН АН СССР (РАН), Томского политехнического института, Свердловского горного института, СНИИГГиМСа.

В послевоенные годы была разработана региональная стратиграфическая схема Большого Донбасса, нижнего карбона Западного Донбасса, уточнена единая синонимика угольных пластов среднего карбона. Это было сделано на основании детального литолого-стратиграфического изучения разреза бассейна, в результате установлена закономерная смена прибрежно-морских условий углеобразования континентальными.

Среди крупнейших палеонтологов и стратиграфов, работавших в Донецком и других бассейнах в довоенные и послевоенные годы, назовем следующих: Н.Г. Бражникова, Г.Д. Кирева (фораминиферы); А.И. Никифорова, Н.В. Вдовенко (мшанки); Н.П. Василюк, В.Д. Фомичев, Н.Н. Яковлев (кораллы); Д.Е. Айзенберг, Б.К. Лихарев, А.П. Ротай (брахиоподы); Д.Н. Федотов, Б.И. Чернышов, П.Л. Шульга, Н.Н. Яковлев (пеллециподы); Л.С. Либрович (гониятиты); В.И. Вебер (трилобиты); С.В. Горак (остракоды); Б.И. Чернышов, В.С. Заспелова (филлоподы); М.Д. Залесский, Е.Ф. Чиркова, А.М. Ищенко, Т.А. Ищенко, Е.О. Новик, С.В. Мейен (флора).

Первая схема каменноугольных отложений Подмосковного бассейна была разработана еще в XIX в. А.О. Струве и С.Н. Никитиным. Позднее, в 20-е гг. XX в. она была в значительной степени уточнена М.С. Швецовым и А.И. Ивановым,

а в 30-е и послевоенные годы — В.С. Яблоковым, Г.Ф. Мирчинком, Ю.А. Жемчужниковым, К.И. Лисициным.

В Печорском бассейне изучение разреза пермских угленосных отложений было начато в 30-х гг. XX в. Г.А. Черновым и продолжено в военные и послевоенные годы геологами К.Г. Войновским-Кригером, Т.Н. Пономаревым, М.Д. Залесским и В.В. Погоревичем.

Для Кизеловского бассейна и угольных месторождений Западного Урала стратиграфическая схема карбона была предложена в 1932 г. И.И. Горским.

Мезозойские отложения Челябинского бассейна были расчленены С.В. Горюновым и В.С. Федоровым, позднее их схема уточнена Г.Ф. Крашенинниковым и Т.И. Давыдовой.

Для Карагандинского бассейна схема угленосного карбона разработана Д.Н. Бурцевым, А.М. Симориным, Г.Л. Кушевым. Считалось, что здесь развиты только отложения нижнего карбона. Последующими исследованиями на основании изучения фауны пресноводных пеллеципод и филлопод, а также флоры установлено наличие в разрезе бассейна всех трех отделов карбона (А.А. Петренко, В.В. Сергеев, В.С. Заспелова, М.В. Ошуркова, М.О. Борсук, И.В. Орлов).

В Кузнецком бассейне первая стратиграфическая схема была разработана в 1927 г. В.И. Яворским, П.И. Бутовым. В довоенные и послевоенные годы первоначальная схема была в значительной степени уточнена В.Д. Фомичевым, М.Ф. Нейбург, М.Д. Залесским, В.А. Хахловым, Л.А. Рагозиным, Л.Л. Халфиным, О.А. Бетехтиной, Л.И. Дерюгиной, Д.М. Федотовым, А.В. Тыжновым. Сначала почти весь разрез угленосных отложений относили к пермской системе. Последующие работы показали, что значительная часть низов разреза относится к карбону. В угленосной толще бассейна выделены балахонская ( $C_1-P_1$ ), кольчугинская ( $P_2$ ) и тарбаганская (J) серии. Есть основания предполагать, что всю балахонскую серию следует относить к карбону.

Для Тунгусского бассейна Н.Н. Урванцевым в 20-х гг. XX в. была разработана первая схема расчленения верхнепалеозойских отложений. В 1930–1935 гг. под руководством Л.М. Шорохова началось изучение стратиграфии отложений карбона и перми в южных районах бассейна. Палеонтологический материал обрабатывали В.А. Хахлов и С.В. Обручев. В 1940 г. Г.П. Радченко и Н.А. Шведов предложили новую схему, состоящую из 5 свит, которые сопоставлялись с отложениями карбона и перми Кузнецкого бассейна.

Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских отложений Таймырского бассейна предложили В.П. Тебеньков и Н.А. Шведов в конце 30-х гг. XX в. Эта схема в послевоенные годы уточнена И.М. Мигаем, Ю.Е. Погребичским,

В.А. Черепановым, Г.Е. Черняком. Палеонтологические определения проводили О.Л. Эйно́р, Е.М. Люткевич, В.И. Устрицкий.

Расчленение разреза Канско-Ачинского бассейна в 30-е гг. XX в. провели М.К. Коровин, И.И. Аммосов, Г.И. Айталиев, А.С. Хоментовский, А.В. Аскарин. В 1956 г. составлена новая стратиграфическая схема бассейна (К.В. Гаврилин).

Разработкой стратиграфии мезозоя Иркутского бассейна в 1923 г. занимался М.М. Тетяев, составивший первую стратиграфическую схему юрских отложений. В 1925 г. М.К. Коровин и Ю.А. Жемчужников выделили в разрезе юры 2 свиты.

В Улугхемском бассейне юрский возраст угленосных отложений установлен И.Ф. Шмальгаузенем еще в конце XIX в. Наиболее полная стратиграфическая схема составлена в 1955 г. А.Л. Лосевым.

В 20-е гг. XX в. Г.А. Иванов разработал стратиграфическую схему карбона и перми Минусинского бассейна, которая уточнена в 1955 г. И.С. Педаном.

Частные разрезы отдельных месторождений Ленского бассейна изучали Л. Либерман (1914), Г.А. Иванов (1925), В.Н. Кузнецов и Л.Г. Сафонов (1927). Первое разделение юрских и меловых отложений этого бассейна было сделано в 1939 г. А.И. Гусевым, уточнившим свою схему в 1956 г. В послевоенные годы поисковые работы на нефть и газ, проводившиеся в бассейне, позволили значительно уточнить разрез Ленского бассейна, причем глубокими скважинами были вскрыты пермские отложения с каменными углями (П.И. Глушинский, А.Б. Алексеева, М.М. Маландин, И.М. Мигай, В.Л. Сычов, Н.А. Игнатенко, И.К. Яковлев).

Меловые угленосные отложения Буреинского бассейна впервые расчленены в 30-е гг. XX в. В.С. Скороходом и Б.М. Штемпелем. В последующие годы (1935–1944) их схема уточнена с выделением 5 свит Т.Н. Давыдовой, Г.Ф. Крашенинниковым, Ц.Л. Гольдштейном и Г.В. Коротковым.

Первая стратиграфическая схема угленосных мезозойских отложений Южно-Якутского бассейна предложена Н.В. Фроловой в 1944 г. В послевоенные годы эта схема была несколько уточнена и дополнена И.С. Бредихиным, С.С. Каримовой, В.В. Мокринским, палеонтологами Н.Д. Василевской, Р.З. Генкиной.

Начиная с 20-х гг., изучалась стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Приморского края, в частности Партизанского (М.А. Павлов) и Угловского (Б.М. Штемпель) бассейнов. Работы по уточнению стратиграфических схем Приморья продолжили А.А. Семериков, Е.А. Перепечина, С.Н. Ткалич, И.И. Шарудо.

Стратиграфия угленосных палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина была разработана в 20-е гг. XX в. на основе палеонтологических

исследований А.Н. Криштофовича, Э.Э. Анерта, Н.Н. Тихоновича, П.И. Полевого. Унифицированная стратиграфическая схема принята в 1961 г.

Важная особенность исследований по разработке стратиграфических схем угленосных отложений — комплексное применение биостратиграфических, литологических, геохимических и геофизических методов, создание Атласов руководящих форм ископаемой фауны и флоры для конкретных бассейнов: Донецкого (К.И. Иносова) Кузнецкого, (Л.Л. Дрягин), Печорского (С.К. Пухонто) и др. Большое значение для расчленения континентальных толщ палеозоя, мезозоя и кайнозоя в послевоенные годы приобрела палинология. Для многих бассейнов использование спорово-пыльцевых комплексов при определении возраста отложений и корреляции разрезов приобрело решающее значение.

**Картосоставительские работы.** Первые и редкие по филигранности исполнения геологические карты Донецкого, Кузнецкого, Подмосквовного и других бассейнов составлены в начале XX в. под руководством Л.И. Лутугина. В последующие годы для всех основных бассейнов построены карты разного масштаба и назначения. В послевоенные годы в МГУ А.К. Матвеевым издана первая «Карта угольных месторождений мира» как иллюстрация к монографии. Дело А.К. Матвеева по составлению карт угольных месторождений России продолжил коллектив геологов ВСЕГЕИ под руководством В.И. Вялова. Изданные карты насыщены разнообразной информацией геологического, ресурсного и экономического характера. Комплекс ресурсных карт создан и во ВНИГРИУгле. Для некоторых бассейнов построен комплекс геолого-углегеохимических карт с прогнозом угленосности и качества углей глубоких горизонтов.

**Литологические исследования.** Еще в 30-е гг. XX в. Л.В. Пустовалов сформулировал законы осадочной дифференциации и периодичности осадкообразования. В 40-е гг. Г.А. Иванов и Г.Ф. Крашенинников разработали генетические аспекты осадочной дифференциации для определения положения угольных пластов в стратиграфическом разрезе.

В Донецком бассейне литолого-фациальное изучение угленосной толщи карбона проводили в начале XX в. Б.П. Чернышев, Б.Ф. Мефферт, В.С. Крым. В конце 30-х гг. Е.П. Брук, Ю.А. Жемчужников, П.Ф. Ли и Е.А. Перепечина разработали первую классификацию пород угленосной толщи бассейна. В послевоенные годы В.С. Яблоков доказал аллювиальное, а не дельтовое происхождение донецких песчаников. Важные работы по изучению литологии отложений карбона выполнены В.С. Яблоковым, Н.В. Логвиненко, П.П. Тимофеевым, К.И. Иносовой, В.З. Ершовым, П.В. Зарицким.

В Подмосковном бассейне детальные литологические исследования отложений нижнего карбона проводили в 30-е гг. В.С. Яблоков, Р.М. Пистрак, И.Э. Вальц, а в 60-е гг. — Л.М. Бирин, М.Ф. Викулова, А.С. Корженевская, Л.Н. Ботвинкина. При этом большое внимание уделялось вопросам палеогеографии и фаціальным условиям накопления угленосных осадков.

В Печорском бассейне литолого-фаціальные исследования в 30–60-е гг. проводили А.В. Македонов, К.Г. Войновский-Кригер, Г.А. Иванов, В.М. Богомазов. В Карагандинском бассейне изучением литологии угленосного карбона занимались в послевоенные годы М.Ф. Дашко, В.В. Коперина, Е.А. Слатвинская, Е.А. Дзэнс-Литовская, В.М. Богомазов. Большой объем литологических исследований выполнен для Кузнецкого, Челябинского, Кизеловского, Буреинского, Канско-Ачинского, Иркутского бассейнов. В Улугхемском бассейне детальные литолого-фаціальные исследования в 50–60-е гг. провел П.П. Тимофеев.

В 50-е гг. в Лаборатории геологии угля АН СССР под руководством И.И. Горского был составлен комплекс карт угленакпления, начиная с девона (масштаб 1:5 000 000).

Вслед за американцем Уэллером, в 1932 г. Ю.А. Жемчужников, С.Ф. Малявин, Е.П. Брунс, П.В. Васильев, Г.А. Иванов установили, что цикличность (ритмичность) присуща всем геологическим эпохам и связана как с паралическими, так и с лимническими отложениями. Теория циклической седиментации получила широкое развитие в послевоенные годы и послужила основой для корреляции разрезов и угольных пластов.

В процессе изучения литологического состава угленосных отложений большое внимание стали уделять характеристике выдержанности угольных пластов, их расщеплению, размывам, особенно для Донецкого (С.В. Верболоз), Кизеловского (П.В. Васильев), Печорского (Б.Л. Афанасьев, В.И. Яцук), Карагандинского (М.Ф. Дашко) бассейнов. Исследования закономерностей формирования мощных угольных пластов провели в 50–80-е гг. В.Н. Волков, И.В. Дорохин. Исследование закономерностей образования угольных пластов имеет первостепенное значение для прогноза угленосности на глубоких горизонтах и слабо изученных площадях угольных бассейнов.

**Тектонические исследования.** В процессе изучения угольных бассейнов большое внимание уделялось их тектоническому строению — одному из важных факторов, определяющих целесообразность их освоения. Выявляли закономерности формирования и развития тектонических структур угольных бассейнов, проводили категоризацию складчатых и разрывных структур, внутрибассейновое подразделение участков по степени тектонической сложности для обоснования оптимальной сети разведочных выработок. Большое внимание

уделялось выявлению мелкоамплитудной тектоники.

В основу изучения тектоники Донецкого бассейна легли работы А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, П.И. Степанова, М.М. Тетяев, Д.Н. Соболева, С.Е. Верболоза, А.Н. Мазаровича, В.С. Попова, А.Я. Дубинского, М.В. Муратова, В.М. Цейслера, Н.И. Погребнова, И.А. Очеретенко, В.Я. Коудельного, А.З. Широкова, М.Л. Левенштейна, С.Ф. Трофимова, Ю.Н. и В.Н. Нагорных, В.Г. Белокопя. Они широко дискутировали вопрос о положении Большого Донбасса в общей геотектонической обстановке верхнего палеозоя: одни исследователи относили его к внутриплатформенному краевому прогибу (Н.С. Шатский), другие (С.Е. Верболоз) — к геосинклинальным прогибам.

Тектонике Печорского угольного бассейна посвящены работы Ю.М. Пушаровского, выделившего в 50-е гг. XX в. в пределах Предуральского краевого прогиба Печорский прогиб, а также Б.Л. Афанасьева, С.А. Голубева, Ф.Ф. Отгена, П.М. Пономарева, Ю.В. Степанова, Ю.В. Юдина, К.Г. Войновского-Кригера, Ю.Н. Приходько. В разное время под разными названиями ими выделены в бассейне три крупные впадины (Косью-Роговская, Коротайхинская и Карская), разделенные поднятиями Чернова и Пайхойским.

Изучением тектонического строения палеозойских, мезозойских и кайнозойских бассейнов Урала занимались А.П. Карпинский, И.И. Горский, А.А. Тимофеев, А.Е. Могилев, А.А. Сухоруков, В.И. Жуков, а также Г.С. Калмыков (Кизеловский бассейн), Б.Ф. Тарханев (Егоршинско-Каменский район), Ф.Ф. Бай-Балаев, Л.Д. Башаркевич (Полтаво-Бредненский район), И.Н. Лапин (Челябинский бассейн), К.В. Миронов (Серовский район), В.А. Лушников (Буланаш-Елkinsкий район). Установлены линейная субмеридиональная складчатость разновозрастных угленосных отложений и многочисленные карбоновые и триасово-юрские грабен-синклинали и впадины.

Тектонике Кузнецкого бассейна посвящены работы В.И. Яворского, И.А. Молчанова, И.И. Молчанова, А.В. Тыжнова, М.А. Усова, А.А. Белицкого, М.Э. Сендерзона, А.З. Селятицкого, А.А. Муратова. Особенно плодотворными были исследования А.З. Ювицкого, много сделавшего для познания строения и истории формирования бассейна. По мнению большинства исследователей, Кузнецкий прогиб сформировался на границе каледонской платформы (Кузнецкий Алатау) и герцинской геосинклинали (Салаир), что определило асимметричное строение бассейна, разные мощность и степень дислоцированности верхнепалеозойских образований, неодинаковую степень метаморфизма заключенных в них углей.

Изучение тектоники Карагандинского бассейна проводили Г.Л. Кушев, А.А. Трофимов,

В.М. Бекман, М.В. Голицын, Д.А. Дымов, А.М. Зеваков, В.В. Зинченко, С.П. Гридина, Н.А. Ко, Экибастузского — Я.В. Бергман.

Структуру Тунгусского бассейна, занимающего большую часть Сибирской платформы, исследовали в 30-е гг. В.А. Обручев, Н.Н. Урванцев, в 40-е гг. В.М. Сливко, а в последующие годы К.В. Гаврилин, А.Б. Гуревич, Н.С. Малич, Ю.Р. Мазор. Наиболее изучены структуры северо-западной (Норильский район) и южной частей бассейна.

Таймырский бассейн в 20–30-е гг. XX в. изучал Н.Н. Урванцев, составивший схему геологического строения бассейна. В конце 30-х гг. серьезные исследования площади распространения верхнепалеозойских отложений на полуострове провел В.П. Тебеньков, предложивший называть эту площадь Таймырским бассейном. Тектонику бассейна впоследствии изучали Ю.Е. Погребницкий, В.В. Захаров, относившие бассейн к платформенному типу, а также И.М. Мигай, Н.А. Шведов, Ю.А. Седых, Б.Н. Андросов, В.А. Бер, В.И. Вялов, А.М. Голицын. Их работы позволили значительно расширить площадь продуктивных отложений перми.

Изучением тектоники крупных мезозойских бассейнов на юге Сибирской платформы занимались К.В. Гаврилин, М.К. Коровин, Ю.П. Деев, Ф.Ф. Оттен, В.С. Быкадоров (Канско-Ачинский бассейн), М.М. Тетяев, С.М. Ткалич, В.Н. Данилович, Л.А. Адамкин, С.К. Ханхареев (Иркутский бассейн). А.Л. Лосев, П.П. Тимофеев, А.А. Подкаменный, В.И. Шибанов (Улутхемский бассейн). Они выделили основные структурные элементы бассейнов с рядом крупных угольных месторождений. Выделенные в 30-е гг. М.К. Коровиным Чулымо-Енисейский и Канский бассейны впоследствии объединены в Канско-Ачинский бассейн.

Тектоническое строение Южно-Якутского бассейна освещено в работах В.В. Мокринского, И.С. Бредихина, В.М. Власова, С.С. Каримовой, Н.П. Полякова, А.Н. Пахомов. Благодаря их работам в бассейне выделены сложенные осадочными отложениями юры и мела Чульманская и Токинская впадины, а также расположенные между ними сложные Гонамские блоковые структуры. Установлено, что с юга бассейн отделен от Станового хребта крупным широтным разломом амплитудой более 2 км и протяженностью 500 км.

Изучением тектоники Ленского бассейна и выделением основных структур (Вилуйская синеклиза, Предверхоаянский и Предтаймырский передовые прогибы) в 60-е гг. XX в. занимались И.П. Атласов, Н.А. Сягаев, Ю.М. Пушаровский, М.М. Маландин, К.Т. Мокшанцев, Л.К. Горенштейн, Г.С. Гусев, Ш.А. Сяндюков, В.И. Фролов.

Тектоническое строение Приморского и Хабаровского краев и Северо-Востока изучали Г.Г. По-

пов, В.И. Подолян, А.И. Семенихин, М.И. Алексеев, Г.А. Фандюшкин, Ю.П. Пензин, А.К. Седых. Основные угольные бассейны и месторождения, по их данным, приурочены к Сихоте-Алинской, Охотской и Чукотской областям мезозойской складчатости, что обусловило сложное строение многих из них (Партизанский, Раздольненский бассейны), кайнозойские отложения слагают платформенный чехол.

Складчатую структуру Сахалинского бассейна в довоенные годы исследовали Н.Н. Тихонович, П.И. Полевой, а в послевоенные — К.М. Смехов, А.А. Капица, И.Б. Плешаков, В.Я. Посыльный, А.К. Седых. Ими установлено, что основные угольные месторождения приурочены к Западно-Сахалинскому антиклинорию и в меньшей степени к Восточно-Сахалинскому антиклинорию, разделенным Центрально-Сахалинским синклиномом.

Тектоническое строение Камчатки освещено в довоенной работе Л.В. Микулича и в послевоенных трудах Г.М. Власова, Г.С. Кравченко, А.И. Семейкина, установивших, что территория Камчатки представляет собой единую Камчатско-Корякскую складчатую зону. Основные месторождения угля приурочены к Западнокамчатско-Корякской структурной зоне. Общим вопросам тектоники Камчатки посвящены фундаментальные исследования В.М. Цейслера (МГРИ).

**Палеогеографические исследования.** Палеогеографические исследования в России получили развитие в начале XX в. Они базировались на детальном литолого-фациальном анализе разреза угленосной толщи. К основным факторам, определяющим ландшафт прошлого того или иного участка земной коры, относятся геотектоническая обстановка, климат, рельеф, гидрогеологические условия, растительный покров. В 1945 г. акад. П.И. Степанов впервые выдвинул идею о поясах и узлах угленакпления, основанную на изучении закономерностей размещения основных угольных бассейнов на земном шаре. Площади интенсивного угленакпления в определенные геологические периоды он назвал поясами, а площади с максимальной угленосностью в пределах поясов — узлами угленакпления. Выделены три максимума и три минимума угленакпления. Максимумы связаны с поздним карбоном и пермью, юрой, поздним мелом и третичным периодом, минимумы приходятся на ранний карбон, триас и мел. В последующие годы эти положения были развиты и уточнены М.М. Пригоровским, И.И. Горским, А.К. Матвеевым, Г.Ф. Крашенинниковым, Н.М. Страховым, В.Ф. Череповским, А.Г. Портновым, А.А. Тимофеевым. На основе трудов этих ученых было создано учение об угленосных формациях — геологических телах определенной мощности и протяженности, сложенных парагенетически связанными полифациальными осадками, заключающими пласты

угля. Образование угленосных формаций указанные выше исследователи связывали с развитием крупной тектонической структуры.

Палеогеографический и геотектонический анализ позволил геологам-угольщикам разработать многочисленные (более 40!) классификации угленосных формаций (бассейнов). Первую классификацию предложил в 1842 г. Соколов, выделивший два типа угольных бассейнов — морской и пресноводный. В 1862 г. Науман разделил бассейны на паралические (прибрежно-морские) и лимнические (озерные). В 1883 г. Гюмбель выделил автохтонные (образовавшиеся на месте произрастания растений) и аллохтонные (перенесенные водными потоками). В 1934 г. Г.А. Иванов предложил разделять угленосные формации (бассейны) по геотектоническому признаку на геосинклинальные, платформенные и переходные. В последующих классификациях вариант Г.А. Иванова уточнялся, развивался, усложнялся, не особенно меняя сути дела. Крупные палеогеографические исследования и обобщения в масштабе всего земного шара, осуществленные А.И. Егоровым, позволили ему создать фундаментальные труды по закономерностям углеобразования в разные геологические периоды.

**Парагенезис горючих ископаемых.** В МГУ (М.В. и А.М. Голицыны, Н.В. Пронина) и во ВСЕГЕИ (В.И. Вялов) с начала 1990-х гг. XX в. проводятся исследования, посвященные парагенезису горючих ископаемых. На примере многих бассейнов (Западно-Сибирского, Ленского, Донецкого, бассейнов Америки, Азии, Австралии и Индонезии) доказано, что совместное нахождение в осадочных бассейнах месторождений угля, нефти и газа представляет собой гораздо более распространенное явление, чем это считалось ранее. Существует глобальная геологическая закономерность размещения месторождений каустобиолитов — их пространственная взаимосвязь, т.е. если в регионе имеется уголь, то с очень большой вероятностью присутствуют углеводороды и наоборот. В общем плане закономерность определяется локализацией месторождений углей, нефти и газа в осадочных палеобассейнах, отрицательных структурах земной коры. В местах, где нефть и газ локализованы в более древних по отношению к возрасту известной угленосности породах, присутствуют глубокопогребенные девонские угли и горючие сланцы (Тимано-Печорский, Волго-Уральский регионы), древние горючие сланцы (Восточная Сибирь). Пространственное совмещение разновозрастных каустобиолитов в осадочных палеобассейнах определяется потамическим характером их развития.

Приуроченность месторождений нефти и газа к рифтовым зонам, отрицательным структурам земной коры, концентрирование в них угленосности — важнейший прогнозно-поисковый признак. Картирование отрицательных структур позволяет

прогнозировать перспективные области локализации нефти и газа, угленосные или сланценозные площади. Все это неразрывно связывает изучение нефтегазоносности с исследованием твердых горючих ископаемых — угольных или горючесланцевых месторождений, твердых битумов, в том числе на уровне петрологического изучения концентрированного и рассеянного органического вещества. Наиболее ярко и отчетливо пространственные связи угольных и нефтегазовых бассейнов и месторождений в целом по России иллюстрирует Карта топливно-энергетических ресурсов России масштаба 1:5 000 000, изданная во ВСЕГЕИ в 2012 г. (ответственный исполнитель В.И. Вялов).

**Морфология угольных пластов.** В послевоенные годы во многих угольных бассейнах активизировались работы по изучению угольных пластов, их мощности, строения, выдержанности, размывам, расщепления. Эти исследования имели первостепенное значение для выбора оптимальных параметров разведочной сети, условий разработки месторождений. Вслед за Б.Ф. Меффертом, В.С. Крымом, В.С. Яблоковым, Г.Ф. Крашенинниковым, Ю.А. Жемчужниковым изучением морфологии угольных пластов занимались Г.А. Иванов, И.В. Дорохин, К.В. Миронов, П.В. Васильев, Т.А. Ягубянц, В.Н. Волков, М.Т. Кучеренко, В.А. Соколов, М.Л. Левенштейн, Ю.В. Степанов. Разрабатывались методы прогноза изменчивости морфологии угольных пластов в межскважинном и околоскважинном пространстве, строились типовые модели геологических тел, распределения угленосности в разрезе и на площади продуктивных свит.

**Петрография (петрология) угля.** Цель углепетрографии — установление условий образования ископаемых углей, познание закономерностей изменения материнского вещества, установление взаимосвязи между генезисом и петрографическими особенностями углей. Кроме решения теоретических вопросов, методы углепетрографии широко используются для решения прикладных задач — определения качества и марочного состава углей, их обогатимости, коксуетности.

Петрография угля, возникшая как наука в начале XX в., стала быстро развиваться, поскольку представляла не только научный, но и практический интерес. Основу современной углепетрографии в России заложили М.Д. Залесский, Ю.А. Жемчужников, И.И. Аммосов, З.А. Ергольская, С.Н. Наумова, И.Э. Вальц. М.Д. Залесский еще в 1911 г. сделал попытку выделить ингредиенты донецких углей. В 1928 г. он опубликовал результаты микроскопического изучения углей Черемховского месторождения Иркутского бассейна. Первое разделение углей на четыре составляющие (витрен, фюзен, кларен, дюрэн) предложила в 1919 г. М. Стопс. В 1927 г. С.Н. Наумова выделила ингредиенты в углях Подмосковского бассейна.

В 1927 г. при угольной секции Геолкома была создана первая в России лаборатория микроскопии угля (Ю.А. Жемчужников, В.А. Еловский). Их работу продолжили Е.В. Корженевская, И.Э. Вальц, А.А. Любер, А.И. Гинзбург, Л.И. Сарбеева, Н.М. Крылова, И.Б. Волкова, А.А. Кузнецова, разработавшие петрографическую классификацию углей. В 30-е и особенно в послевоенные годы петрографические лаборатории были созданы во многих институтах и геологических управлениях. В 1927 г. И.И. Аммосов на примере исследования кузнецких углей предложил изучать их не только в проходящем, но и в отраженном свете в аншлифах и аншлиф-брикетах, что позволило значительно усовершенствовать петрографическое изучение углей. В 1934 г. Ю.А. Жемчужников опубликовал «Введение в петрографию угля».

Первый в нашей стране Атлас микроструктуры углей издан в 1937 г. к XVII Международному геологическому конгрессу в Москве, он составлен сотрудниками кабинета петрографии углей ЦНИГРИ (ВСЕГЕИ) Г.В. Буряк, И.Э. Вальц, А.И. Гинзбург, З.В. Ергольской, Ю.А. Жемчужниковым, О.Ф. Грачевой, Е.С. Корженевской, А.А. Любер и Л.И. Сарбеевой под редакцией Ю.А. Жемчужникова и З.В. Ергольской. Цветные рисунки микроструктуры углей выполнены художницей В.А. Франк. Это был первый в мире опыт создания Атласа углей такой огромной территории. В 1955 г. по инициативе Геологического института АН СССР (ГИН), лаборатории геологии угля (ЛАГУ) АН СССР и ВСЕГЕИ Госгеолкома СССР была создана комиссия по атласам углей под руководством Ю.А. Жемчужникова, И.Э. Вальц и В.С. Яблокова. Члены комиссии возглавили работу по составлению атласов для основных бассейнов и угленосных районов СССР. В последующие годы были изданы «Атлас микроструктуры углей Донецкого бассейна» (1955), «Атлас углей Днепровского бассейна» (1960), «Атлас углей Кавказа» (1961), «Атлас углей нижнего карбона Донбасса» (1964), «Атлас углей Подмосковного бассейна» (1962), «Атлас мезозойских углей СССР» (1974), «Атлас верхнепалеозойских углей Кузбасса» (1966), «Атлас палеозойских углей Карагандинского бассейна» (1976), «Атлас углей Челябинского бассейна» (1967), «Атлас пермских углей Печорского бассейна» (2000), «Атлас визейских углей Камского бассейна» (2001).

Крупнейшее достижение отечественной углепетрографии последних лет — составление и издание в 2006 г. во ВСЕГЕИ «Петрологического атласа ископаемого органического вещества России». Атлас составлен специалистами ВСЕГЕИ (В.И. Вялов, И.Б. Волкова и др.) с участием сотрудников МГУ (М.В. Голицын, Н.В. Пронина) и других организаций. В нем использованы материалы многолетних работ коллектива химико-углепетрографической лаборатории отдела геологии горючих ископаемых

ВСЕГЕИ, накопленные за длительную историю функционирования признанной во всем мире школы углепетрографии Геолкома—ВСЕГЕИ. Учтены данные изданных ранее региональных атласов для разных бассейнов. Для характеристики РОВ привлечены материалы работ по осадочным бассейнам, которые изучали во ВСЕГЕИ, а также результаты многолетних исследований Г.М. Парпаровой (ВНИГРИ) в нефтегазоносных районах СССР. При этом отмечаются прикладные аспекты органической петрологии при прогнозе нефтегазоносности осадочных толщ по данным изучения РОВ пород. Раздел Атласа о горючих сланцах составлен по материалам А.И. Гинзбург.

Большое значение имела разработка в 60-е гг. XX в. И.В. Ереминым (ИГИ) петрографического метода определения оптимального состава коксовых шихт. В эти же годы М.Е. Поповой и К.С. Пермитиной (ВУХИН) установлена зависимость технологических свойств углей Кузнецкого бассейна от их микропетрографической характеристики. Для координации работ по петрографии углей еще в 1956 г. при ИГИ было создано Всесоюзное совещание углепетрографов, на котором упорядочены методика петрографических исследований и терминология. В СССР и России было адаптировано использование показателя отражения витринита для определения степени метаморфизма (катагенеза) угольного вещества и РОВ, что стало большим достижением отечественной углепетрографии и позволило обоснованнее вести поиски углей нужных марок, а также выявлять перспективные площади для поисков месторождений нефти и газа.

**Метаморфизм углей.** Метаморфизм углей имеет в угольной геологии первостепенное значение, поскольку определяет качество и технологические свойства ископаемых углей. Одна из главных закономерностей геотермического метаморфизма — изменение степени метаморфизма со стратиграфической глубиной залегания угольных пластов — установлена в 1873 г. немецким маркшейдером К. Хильтом («правило Хильта») при изучении Рурского и других европейских бассейнов. Это правило подтверждено и на примере Донецкого бассейна (Л.И. Лутугин и его группа, позднее Е.О. Погребницкий, Н.К. Фукс, В.В. Видавский). Для Кузнецкого бассейна это правило уточнено В.И. Скоком, выделившим «ступени метаморфизма» (закон «Хильта—Скока»). Е.О. Погребницкий впервые установил вторую закономерность — увеличение степени метаморфизма в направлении увеличения мощности угленосных отложений. Третья закономерность — повышение степени метаморфизма по падению угольных пластов в современном разрезе — подтверждена во всех основных угольных бассейнах.

Выделяют несколько видов метаморфизма углей. По мнению почти всех исследователей,

основным является геотермический (региональный, глубинный) метаморфизм, который связан с погружением угольных пластов в области более напряженных термодинамических условий. Второй по масштабам проявления — магматермический (магматогенный, термальный) метаморфизм, обусловленный влиянием тепла внедряющихся интрузивных масс, которое накладывается на общее геотермическое поле. Частная разновидность магматермического метаморфизма — контактовый метаморфизм — на границе углей и внедрившихся в угленосную толщу изверженных пород. Значительно меньше влияет на изменение углей динамический метаморфизм. Правда, Б.Ф. Мефферт полагал, что именно динамометаморфизм обусловил изменения донецких углей. В.В. Мокринский считал причиной метаморфизации южнокутских углей фрикциомобильный метаморфизм — под действием тепла, возникавшего при трении пород в процессе складчатости. Выделяют еще импактный метаморфизм — от ударов при падении крупных метеоритов, а также радиогенный и другие.

Вопросам метаморфизма углей посвящены также основополагающие работы Г.А. Иванова, Н.В. Иванова, А.К. Матвеева, И.И. Молчанова, А.В. Тыжнова, М.Л. Левенштейна, Э.М. Сендерзона, Э.М. Паха, А.З. Юзвицкого, В.Ф. Доброзрава, А.И. Боева, В.М. Сливко, Г.Л. Кушева, Л.Ф. Думлера, М.В. Голицына, И.В. Орлова, Ю.Р. Мазора, Н.И. Родного, В.Я. Посыльного, Л.Ф. Ажгиревич, М.Ф. Шиловского, А.И. Челебаевой и В.И. Вялова.

Следует отметить, что фактически термин «метаморфизм» применительно к углям можно использовать только по отношению к антрацитам, а также графитам. Бурые и каменные угли фактически находятся среди катагенетически измененных пород. Это положение сложилось исторически, поскольку уголь оказался намного чувствительнее к изменениям (метаморфизации), связанным с повышением температуры и давления, чем вмещающие породы.

**Качество углей.** Комплексное изучение углей (состав, качество, обогатимость, коксуемость, теплотехнические свойства) в послевоенные годы особенно интенсивно проводили в двух углехимических институтах: Восточном (ВУХИН) в Свердловске (Екатеринбурге) и Украинском (УХИН) в Харькове. Обогаемость углей изучали в Институте обогащения твердого топлива (ИОТТ, Москва), а их теплотехнические свойства — во Всесоюзном теплотехническом институте (ВТИ, Москва). Важные исследования в области оценки углей для коксования выполнены в институте горючих ископаемых (ИГИ, Москва), Институте геологии и разработки горючих ископаемых (ИГРиГИ, Москва). Полный комплекс исследований угля проводил единственный в России специализированный Всероссийский научно-исследовательский

институт угольных месторождений (ВНИГРИ-уголь, Ростов-на-Дону). Методические вопросы изучения качества углей рассмотрены в фундаментальных работах Г.Л. Стадникова, В.Р. Клера, И.В. Еремина, Т.М. Броновец.

Наряду с изучением углей большое внимание уделялось и исследованию свойств и возможности рационального использования полезных компонентов, заключенных в углях или вмещающих породах, в том числе редких и рассеянных элементов: германия, галлия, скандия и др. (Ю.Н. Жаров, Я.Э. Юдович, Е.А. Мейтов, В.М. Роговой, В.К. Беляев, В.В. Середин и др.). Разработаны методы извлечения ряда элементов из коксующихся и энергетических углей, в первую очередь германия. В последние годы во ВСЕГЕИ и МГУ имени М.В. Ломоносова (В.И. Вялов, А.Х. Богомолов, Е.В. Кузеванова и др.) проводятся детальные исследования металлоносных углей Дальневосточного ФО, обнаружены промышленные концентрации ряда рассеянных, редкоземельных, благородных металлов и оценена их достаточно крупная нетрадиционная (заключенная в редкометалльно-угольных месторождениях) минерально-сырьевая база для металлургической и других отраслей промышленности.

Детальное изучение свойств ископаемых углей позволило определить их марочный состав и оптимальные направления их использования. Большое значение имели научные разработки в области получения из углей синтетического жидкого топлива, извлечения из них битумов, смол и восков (монтан-воск) и гуминовых кислот (ИГИ). Выдающихся результатов достигла разработка методов подбора оптимальных шихт для коксования углей, что позволило расширить спектр углей, пригодных для производства прочного металлургического кокса (ИГИ).

Крупным шагом в деле унификации марочного состава углей из разных бассейнов была разработка под руководством И.В. Еремина (ИГИ) единой Классификации углей по генетическим и технологическим параметрам (ГОСТ 25543-88). Ранее для каждого бассейна была своя классификация, причем угли одних и тех же марок имели разные свойства, что затрудняло их рациональное использование.

**Геофизические исследования.** Теоретические основы полевых и скважинных геофизических исследований заложены в трудах Г.А. Гамбурцева, В.Н. Дахнова, В.В. Федынского, А.И. Заборовского, В.В. Гречухина, А.Т. Донабедова, Л.Я. Нестерова, опубликованных в довоенные и послевоенные годы. Региональные геофизические работы позволили изучить глубинное строение Донецкого, Кузнецкого, Печорского, Карагандинского и других бассейнов, провести их структурно-тектоническое районирование, оценить угленосность. Совершенствование после 50-х гг. XX в.

скважинных геофизических методов позволило с большой точностью выявлять тектонические нарушения, определять положение угольных пластов в разрезе, их мощность и строение, качество угля, газоносность, места водопритоков в скважины, определять состав и свойства вмещающих пород. Геофизические исследования в угольных бассейнах проводили В.Е. Зайченко, Ф.П. Михетко, М.А. Сперанский, В.В. Попов, Б.И. Журбицкий, А.А. Климов, И.Т. Козельский, М.А. Сперанский, А.Г. Черников, В.М., Н.И. Мороз, А.Ф. Коваль.

**Горно-геологические условия.** Интенсивное развитие угледобычи, разработка более глубоких горизонтов и сложных участков, рост газоносности и выбросоопасности углей, все это обусловило необходимость развития соответствующих отраслей геологической и горной науки.

Под руководством А.А. Скочинского (МГИ), А.И. Кравцова (МГРИ) и Г.Д. Лидина (ИГД) в послевоенные годы во многих каменноугольных бассейнах было начато детальное изучение газоносности углей и вмещающих пород, состава газов, газовой зональности, влияния геологических факторов на газоносность, в том числе тектонических особенностей строения, угленасыщенности отложений, петрографического состава и степени метаморфизма углей, условий обводненности месторождений и др. В Донецком бассейне этими вопросами занимались Г.К. Карасев, А.М. Брижанев, А.И. Голубев, Х.Ф. Джамалова, В.В. Шершуков, Б.М. Косенко, В.Я. Орда, Г.Б. Яновская, К.И. Багринцева, Г.З. Задара; в Кузнецком — К.М. Ефремов, Н.П. Таран, А.И. Дьячков, О.В. Тендер, Н.В. Дрошкевич; в Печорском — Н.И. Авдеев, А.В. Подмарков, Б.М. Зимаков, в Карагандинском — М.А. Ермаков, П.И. Лищук, Н.С. Умарходжиева, А.Д. Кизряков, в Тунгусском — Н.Г. Матвиенко, в Южно-Якутском — А.А. Хворостина, на Сахалине — Н.Ф. Шагова.

С газоносностью углей и пород тесно связана их выбросоопасность, разработка методов прогнозирования которой имела первостепенное значение для бассейнов с каменными углями (В.В. Ходот, А.Н. Зорин, Э.И. Ефремов, В.Е. Забигаило, В.Н. Харитонов).

В 50-х гг. под руководством В.С. Веселовского (ИГД) были разработаны методы определения самовозгораемости и пожароопасности углей.

Большое значение имели исследования, связанные с характеристикой и оценкой гидрогеологических условий шахт и разрезов. В 1930 г. вышел в свет «Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна» под редакцией В.С. Попова. В основных бассейнах в послевоенные годы эти работы проводили Д.И. Щеголев, Г.Н. Каменский, П.П. Климентов, С.В. Троянский, Н.И. Беседа С.П., Прохоров (Донбасс), Г.М. Котов (Кузбасс), И.А. Коншин (Печорский бассейн), В.М. Выходцев и В.А. Курдюков (Карагандинский бассейн).

Разрабатывались и унифицировались методы изучения физико-механических свойств углей и вмещающих пород, исследовалось влияние вещественного состава пород и углей на их свойства, были составлены соответствующие карты и разрезы (Б.В. Смирнов, В.Л. Свержевский, Т.Р. Серикбаев, С.И. Малинин, М.И. Бородулин, П.П. Луцик, А.Г. Кобилев, М.М. Лось, В.С. Лазарев).

В послевоенные годы проведены значительные работы по изучению теплового режима недр Донецкого (А.Н. Кашпур, В.Я. Орда, Б.В. Буцик), Печорского (В.П. Потапов), Кузнецкого (Э.М. Пах, Э.М. Сендерзон, А.И. Лежнин), Карагандинского (В.М. и Н.И. Мороз, А.Ф. Коваль, М.В. Голицын) угольных бассейнов, а также в бассейнах Сибири и Дальнего Востока (Г.Б. Гавлина и др.). Эти исследования имели целью, как установление геотермических условий глубоких шахт, геотермической зональности, так и выявление закономерностей влияния палеогеотермических условий на тектонические процессы и преобразование ископаемых углей, генерацию ими жидких и газообразных углеводородов. Важно также решение обратной задачи: установление значений палеотемпературы образования углей разных стадий метаморфизма, поскольку угли, по мнению многих исследователей, представляют собой максимальные палеотермометры.

**Методика поисков и разведки угольных месторождений.** Комплекс методов, позволяющий найти, изучить и оценить промышленную ценность месторождения, совершенствовался в процессе проведения поисково-разведочных работ на уголь. Методологической основой геолого-съемочных работ служило научное наследие Л.И. Лутугина и его учеников. В послевоенные годы методы разведки и оценки угольных месторождений усовершенствованы П.В. Васильевым, К.В. Мироновым, В.С. Веселовским, И.И. Молчановым, А.В. Тыжновым, Г.В. Коротковым, В.Р. Клером, И.В. Дорохиным, В основных угольных бассейнах эти работы проводили М.Л. Левенштейн, В.Г. Белоконь, В.Ф. Череповский, В.В. Лагутина, Ю.В. Буцик, В.А. Соколов, В.В. Кирюков (Донецкий бассейн); Ю.В. Степанов, В.Ф. Морозов, Ю.Н. Приходько, Н.И. Вергизов (Печорский бассейн); Э.М. Сендерзон, А.З. Юзвичский, И.Н. Звонарев, Э.М. Пах (Кузнецкий бассейн), Л.Ф. Думлер, М.В. Голицын, Н.А. Ко, Е.Т. Педаш, С.П. Гридина, В.В. Зинченко (Карагандинский бассейн), Я.В. Бергман (Экибастузский бассейн). В результате создано фундаментальное учение о методах разведки и оценки угольных месторождений, опубликованы соответствующие труды по основным бассейнам.

**Геолого-экономические исследования.** В послевоенные годы в печати стали появляться статьи, посвященные экономике геологоразведочных работ (Б.М. Косов, Н.А. Хрущов, Н.А. Быховер, А.Б. Каждан, А.С. Астахов, В.Ф. Череповский).

Непосредственно геолого-экономической оценки угольных месторождений касаются исследования Д.Н. Бурцева, А.Ф. Карпова, О.В. Шведученко, Л.В. Фалькон, С.Д. Пашковской, М.В. Голицына (ВИЭМС), которыми также была оценена экономическая эффективность геолого-разведочных работ в угольных бассейнах по удельным затратам на 1 т запасов угля и 1 т мощности резервного фонда.

Большое значение имеет разработанная в 90-х гг. XX в. большой группой специалистов методика комплексной оценки сырьевой базы угольной промышленности России. В ее основе лежит созданная в институте ВНИГРИуголь методика сравнительной геолого-экономической оценки запасов и прогнозных ресурсов углей (О.Е. Файдов, А.Я. Медведев, В.С. Быкадоров, М.И. Логвинов). Экономическая оценка базируется на 82 параметрах. В итоге определяются основные показатели удельного рентного дохода, расчетных цен и прибыли по каждому объекту. По этой методике была коренным образом переоценена сырьевая база угольной промышленности России по состоянию на начало 1993 г.

В последние годы во ВСЕГЕИ (И.А. Неженский, В.И. Вялов, Н.М. Мирхалевская) и ИМГРЭ разработана методика геолого-экономической стоимостной оценки металлоносных углей, определена реальная ценность ряда редкометалльно-угольных месторождений Дальнего Востока, что способствовало повышению их инвестиционной привлекательности и увеличению перспектив их комплексного использования.

**Заключение.** Геологические исследования, начатые в середине XIX в. некоторыми учеными из высших учебных заведений Петербурга, Москвы, Томска, были продолжены группой ученых Геологического комитета во главе с Л.И. Лутугиным,

начавших в конце XIX в. геологическую съемку Донецкого угольного бассейна. В дальнейшем исследовательские работы были направлены на изучение Кузнецкого, Подмосковного, Карагандинского и других бассейнов. Расширился круг решаемых вопросов. Наряду с изучением стратиграфии и тектоники все больше внимания стали уделять выяснению закономерностей изменения угленосности, состава, качества, технологических свойств углей, разработке методики изучения и оценки угольных месторождений. Наряду с научными исследованиями, проводимыми в научно-исследовательских институтах и университетах и учебных заведениях, крупные работы проводились тематическими группами в основных угольных бассейнах. Результаты научных исследований опубликованы в многочисленных статьях и монографиях, обсуждены на разных совещаниях, что способствовало широкому распространению опыта работ и намного повышало полноту изучения угольных месторождений. Все это позволило создать мощнейшую минерально-сырьевую базу угольной промышленности России, объективно оценить количество и качество углей, определить направления их рационального и комплексного использования, создать надежную базу для развития угольной промышленности России.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в конце XX в. в процессе перестройки и реформирования отраслей народного хозяйства резко снизился объем геологоразведочных работ и соответствующих научных исследований, что не может в дальнейшем не сказаться отрицательно на качестве изучения месторождений и оценке запасов угля. Необходимо разработать детальную программу научно-исследовательских работ на уголь, что обеспечит комплексное изучение угольных месторождений.

Поступила в редакцию  
23.04.2015

УДК 551

А.И. Коныхов<sup>1</sup>

## ЧЕРНЫЕ ГЛИНЫ И ДРУГИЕ ОТЛОЖЕНИЯ, ОБОГАЩЕННЫЕ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ, НА ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ В РАННЕМ И ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Эпохи господства теплого и даже жаркого климата чередовались в палеозое с эпохами относительно быстрого похолодания, сопровождавшегося оледенением отдельных секторов Гондваны и значительным снижением уровня морских вод. Во многих бассейнах на окраинах Лаврентии, Балтики, Северо- и Южно-Китайских континентальных блоков это отразилось в строении осадочных толщ, и отложений в их составе, обогащенных органическим веществом (ОВ), известных как черные глины. Хотя осадки с высоким содержанием сапропелевой органики наибольшее распространение получали в эпохи господства жаркого климата, они продолжали накапливаться и в интервалы резкого похолодания. При этом площадь их распространения в пределах континентов и на их окраинах резко уменьшалась, а основными зонами аккумуляции становились рифтовые трого и передовые прогибы, а также внешний шельф и прилегающие участки континентального склона. После завоевания суши высшими растениями в каменноугольных и пермских осадочных образованиях в составе ОВ черных глин важную роль стало играть ОВ гумусовой природы.

*Ключевые слова:* черные глины, окраины континентов, палеозой, изменения климата.

Epochs of predominance of the relatively cold climate in the Paleozoic alternated with epochs of drastic warming. Hot climate intervals were marked by the wide distribution of carbonates and evaporates; cold intervals, by the abundance of terrigenous and siliceous deposits. The sapropel-rich rocks were formed during different epochs. However, their domains on continental margins shrank drastically during cooling intervals. Duration of separate climatic cycles in the Paleozoic had been not less than 47–48 million years.

*Key words:* black shale, continental margins, Paleozoic, changes of climate.

**Введение.** Согласно современным представлениям облик нашей планеты на протяжении ее эволюции постоянно менялся. На фоне этого перманентно нестабильного состояния тектоносферы Земли выделяются длительные интервалы, в течение которых сохранялись относительно устойчивые тектонические условия. Один из них включает венд и большую часть палеозоя, раннего, среднего и отчасти позднего (вплоть до конца карбона), когда палеогеография нашей планеты определялась главным образом существованием обширного материка, находившегося в низких и умеренных широтах Южного полушария. Этот огромный материк, в состав которого входили современные Африка, Австралия, Антарктида, Южная Америка, Аравия, Индостан и ряд других небольших континентальных блоков, получил название Гондвана. От других континентов ее отделяли океанические бассейны, самый крупный из них — Панталасса. На протяжении палеозоя можно выделить несколько климатических циклов: кембрийский, ордовикский, силурийско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский, средне-позднекаменноугольный и пермский [Ко-

ныхов, 2014]. Перемещение Гондваны к экватору и объединение ее в конце карбона с другими более мелкими континентальными блоками привело к образованию суперконтинента Пангея.

**Кембрийский период.** В раннем кембрии большая часть палеозойских материков (за исключением Гондваны) была покрыта теплыми морями, в которых обитала разнообразная фауна. Средняя температура воды в кембрийских морях Сибирской платформы не опускалась ниже 25 °С, что способствовало развитию планктона и бентоса. В результате высокой биопродуктивности вод аккумулировались не только осадки, обогащенные сапропелевым ОВ, но и фосфориты, залежи которых широко распространены на окраинах материков в Палеоазиатском океане.

В Каратау-Джебаглинском районе Каратау (Западный и Срединный Тянь-Шань) на вендских конгломератах ледникового происхождения залегают углеродисто-кремнистые и углеродистоглинистые породы томмотского яруса нижнего кембрия. В основании толщи, мощность которой меняется в широких пределах (80–500 м), залегают глинистый горизонт (мощность 9–11 м), сложен-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: konyuhov@geol.msu.ru

ный тонкослоистыми углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами и фтанитами с прослоями карбонатных пород и фосфоритов. В них заключено большое количество минералов урана, меди, ванадия и других элементов. В наиболее насыщенных ОВ разностях присутствуют антракосолит и графит, кремнистый материал — раковинки радиолярий и спикеры губок [Анкинович, Анкинович, 1968].

Нижнекембрийские глины и аргиллиты широко известны во многих районах Южного Китая. В одних провинциях они содержат значительное количество металлов (Ni и Mo), в других — с ними связаны месторождения урана, фосфоритов, ванадия и барита. Массивные залежи сульфидов (помимо Ni (2%) и Mo (4%)) содержат Zn, V, Se и U [Future..., 2010]. В составе нижнекембрийских черных глин свиты Кинсюдон, которые распространены в верхнем течении р. Янцзы (провинции Северная Гуиджоу и Южная Сычуань), преобладают кварц и глинистые минералы. Содержание  $C_{орг}$  в черных глинах варьирует от 0,73 до 10,4%. Помимо ОВ в глинах фиксируется повышенная концентрация U, V и Mo. Черные глины свиты Кинсюдон рассматриваются не только как источник углеводородов (УВ), но и как природный резервуар, в котором заключены значительные запасы сланцевого газа (около  $10,48 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ ) [Shuangbian Han et al., 2013].

Черные сланцы в междуречье рек Оленек, Анабар и Лена, известные как оленекские богхеды, приурочены к куонамской свите (конец раннего и начало среднего кембрия). Накопление этих осадков, обогащенных сапропелевым ОВ (содержание  $C_{орг}$  2–6%), происходило в условиях открытого шельфа. Оно началось в ботомском веке (вторая половина раннего кембрия) и сопровождалось резким уменьшением таксономического разнообразия трилобитов. Разрез куонамской свиты по р. Молодо (мощность 48,5 м) сложен темно-серыми и черными аргиллитами с прослоями глинистых известняков и конкрециями кристаллических известняков [Коровников, 2011].

В разрезе куонамской толщи (мощность 30–35 м), в которой помимо собственно богхеда присутствуют битуминозные известняки и кремни, выделяется несколько десятков пластов черных сланцев. Толщина отдельных пластов в бассейне р. Оленек, развитых на площади 400–450 км<sup>2</sup>, варьирует от 1–4 до 12 м. Прогнозные запасы

черных сланцев, по оценкам якутских геологов, составляют 380 млн т.

В районе ледника Хенсона, который находится в периферийной части Франклинского бассейна на севере Гренландии, обнажаются тонкослоистые аргиллиты ранне- и среднекембрийского возраста. Они образуют толщу мощностью от 20 до 40 м и характеризуются значительной концентрацией ОВ ( $C_{орг}$  2,5–5,0%). Водородный индекс остаточных компонентов ОВ составляет 400 мг УВ/г  $C_{орг}$  [Christiansen, 1990].

В среднекембрийскую эпоху черные глины стали накапливаться на окраинах континентов Лаврентия и Балтика в океане Япетус (рис. 1). В пределах юго-восточной периферии Лаврентии они представлены породами свиты Конасага, которые широко распространены в южных районах складчато-надвигового пояса Аппалачей (штат Алабама). В районе грабена Бирмингем, где мощность толщи превышает 2000 м, в ее нижней и средней частях карбонатные породы переслаиваются с темно-серыми глинами и аргиллитами. Глины содержат карбонатные и кремнистые конкреции и стяжения пирита. Следы жизнедеятельности илоедов в них отсутствуют, а концентрация  $C_{орг}$  в среднем составляет 1,7%. В составе керогена идентифицированы битуминит, споринит и инертинит. Интерес к черным глинам Конасага возрос

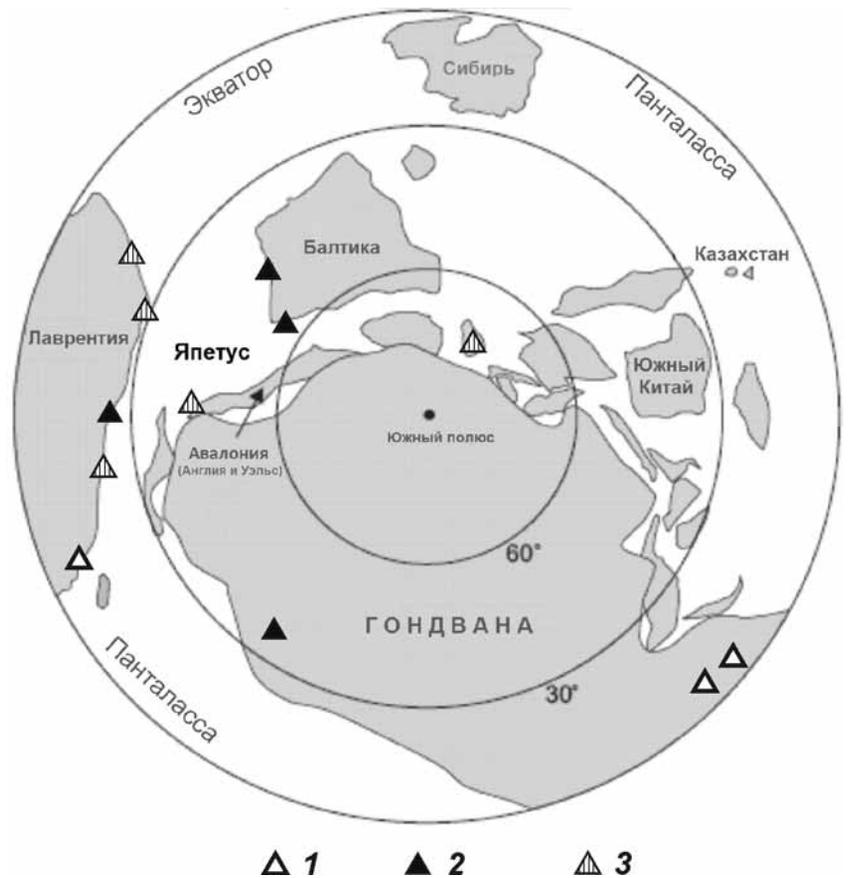


Рис. 1. Ареалы распространения черных глин на окраинах материков в разные эпохи кембрийского периода: 1 — среднекембрийская, 2 — средне- и позднекембрийские; 3 — позднекембрийская. Палеогеографическая реконструкция по [Cocks, Torsvik, 2002]

в связи с высоким содержанием в них сланцевого газа, запасы которого могут достигать 17,7 трлн футов<sup>3</sup> [Pashin et al., 2012].

В Балтийском регионе средне- и верхнекембрийские черные глины обнажаются в каледонидах на границе Норвегии и Швеции. В последние годы они вскрыты скважинами в западной части Ютландского п-ова (Дания) и на о. Борнхольм. Это тонкослоистые, тонкозернистые отложения темно-коричневого или черного цвета, вместе с нижнеордовикскими породами близкого облика они выделяются в составе свиты Элам. Содержание  $C_{орг}$  в черных глинах, отложенных в обширном мелководном морском заливе, нередко превышает 10%. В керогене, на 90% сложенном аморфным ОВ, присутствует небольшое количество мацералов, напоминающих витринит. Интерес к изучению черных глин Элам, возросший в последние годы, связан с перспективами добычи из них сланцевого газа. Наиболее перспективными в этом отношении считаются периферийные районы Норвежско-Датского бассейна, где нижнепалеозойские породы залегают на глубине от 2 до 4 км [Schovsbo et al., 2011].

В кембрийский период аккумуляция темноцветных тонкослоистых осадков глинистого и карбонатного состава, содержащих повышенную концентрацию ОВ, происходила и в Таримском бассейне, расположенном ныне на северо-западе Китая. Основными ареалами седиментации были впадина Манджиаер и поднятие Тадонг. При бурении скважины Кунань был пройден разрез кембрийских отложений (336 м), в разной степени обогащенных ОВ сапропелевой природы. Содержание  $C_{орг}$  в алевроитовых глинах и глинистых нижне- и среднекембрийских известняках варьирует в широких пределах — от 0,1 до 5,5% (в среднем 1,2%). Основной компонент в составе керогена — бесструктурное аморфное ОВ с небольшим количеством хорошо сохранившихся остатков синезеленых водорослей. Согласно данным китайских геологов [Zhao Meng-jun et al., 2008], в настоящее время он способен генерировать газообразные УВ (так называемый сухой газ).

В бассейне Джорджина, расположенном в провинции Квинсленд (Австралия), при бурении скважин на воду вскрыты тонкослоистые породы темно-коричневого и черного цвета, образующие тонкие пропластки (2–15 см) в карбонатной толще Каррент Буш. Высокая концентрация ОВ в этих породах (>16%  $C_{орг}$ ), залегающих среди массивных тонкозернистых известняков среднекембрийского возраста, позволила отнести их к горючим сланцам. В толще мощностью 90 м выделяется несколько пластов горючих сланцев (сланцы Камоовил), которые могут быть объектом добычи сланцевой нефти. При термической обработке из них удастся извлечь до 100 л нефти на 1 т породы. Горючие сланцы близкого состава

и возраста в составе свиты Артур Крик, развитые в соседних бассейнах Арафура, Амадеус и Оффисер, рассматриваются в качестве первоочередного объекта для добычи сланцевой нефти в Австралии [Rider, Scott, 2011].

Темноцветные глинистые породы кембрийского возраста известны в Уэльсе и в Южной Англии — регионе, который в раннем палеозое находился в составе континентального блока Авалония (рис. 1). Наиболее высокое содержание  $C_{орг}$  установлено в верхнекембрийских черных глинах (от 2 до 5%). В толще мощностью 63 м находится большое количество конкреций фосфоритов. Верхнекембрийские черные глины характеризуются высоким уровнем гамма-излучения и содержанием серы до 10%. Они были вскрыты бурением и в соседних районах Англии (Мидлендский микрократон) [Harvey, Gray, 2013].

В позднекембрийскую эпоху произошли события, повлекшие несколько вымираний трилобитов, которые обитали в прибрежной части шельфа на континентальной окраине Лаврентии в океане Япетус. Первое из вымираний, фиксируемое на рубеже среднего и позднего кембрия, коррелирует с глобально выраженным положительным сдвигом значений изотопного отношения  $\delta^{13}C$  (от  $-3$  до  $-5\text{‰}$ ), известном как SPICE (Steptoean positive Carbon isotope excursion). Это событие, которое синхронизируется с отрицательным сдвигом изотопного отношения  $\delta^{18}O$ , было связано с глобальным снижением уровня океанских вод и похолоданием климата [Elrick et al., 2011]. Последовавшие за ним сдвиги на кривой значений  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  свидетельствуют о том, что поздний кембрий был временем частых колебаний уровня морских вод, сопровождавшихся перемещениями береговых линий и фаціальными замещениями. Эти осцилляции уровня морских вод благоприятствовали аккумуляции черных глин в глубоководных условиях. Она происходила главным образом на удалении от источников сноса в обстановках внешнего шельфа и подводного склона, где постоянно или время от времени устанавливались аноксические условия.

Широкое распространение в кровле разрезов кембрийских отложений (на границе кембрия и ордовика) конгломератов, строматолитов и седиментационных доломитов свидетельствует о смене мелководно-морских осадков береговыми и лагунными образованиями, что было вызвано глобальным падением уровня вод и похолоданием климата, особенно выраженным в высокоширотных регионах.

**Граптолитовые сланцы ордовика.** В раннем ордовике черные глины с высоким содержанием сапропелевого ОВ получили широкое распространение. Они известны в Восточном Казахстане (хр. Чингиз), в западных районах Аргентины, в Московской синеклизе и области Балтийского глинта.

Максимум потепления пришелся на средний ордовик, когда аккумуляция черных глин, обычно представленных граптолитовыми сланцами, распространилась на северо-восточные и центральные районы Лаврентии, блок Кияния в Аргентине, в Ордосский бассейн Северного Китая, на Западно-Австралийскую, Северо-Африканскую и Западно-Аравийскую окраины Гондваны (рис. 2).

Именно в это время морской бассейн Япетус, разделявший Лаврентию и Балтику, достиг максимальных размеров, а отделившийся от Гондваны крупный континентальный массив Авалония стал перемещаться в направлении этих двух континентов. В его тылу открылся морской бассейн, известный как море Торнквиста. Восточнее, в пространстве между Сибирским, Казахстанским и Северо-Китайским блоками, образовался Центрально-Азиатский океан. На окраинах континентов в этих палеоморях в среднем и первой половине позднего ордовика формировались протяженные карбонатные платформы. Карбонатные породы в них часто переслаиваются с горизонтами граптолитовых сланцев — темноцветных пород, содержащих остатки граптолитов и обогащенных ОВ. Эти отложения, подробно рассмотренные нами ранее [Конюхов, Агапитов, 2014; Конюхов, 2014а], играют важную роль в качестве нефтематеринских образований.

Конец ордовика ознаменовался резким похолоданием, которое завершилось оледенением западноафриканской и соседней с ней бразильской областей Гондваны в гирнантскую эпоху. Лучше всего следы этого оледенения в виде тиллитов, моренных отложений, друмлинов и так называемых мостовых поверхностей с ледовой штриховкой сохранились в Африке. Ледовый щит, протягивавшийся на 6000 км от Марокко до восточных районов Аравийского п-ова, покрывал площадь до 30 млн км<sup>2</sup>. На север от него, в Ливии, Тунисе, Мавритании и Алжире, накапливались перигляциальные осадки. Их образование сопровождалось падением уровня морских вод, достигавшим 60–70 м. Данные анализа стабильных изотопов С и О, полученные при изучении карбонатов в составе раковин брахиопод, а также карбонатных пород и  $C_{org}$  свидетельствуют о сильно выраженном сдвиге (6–7‰) значений  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ , который повсеместно фиксируется в отложениях, накапливавшихся

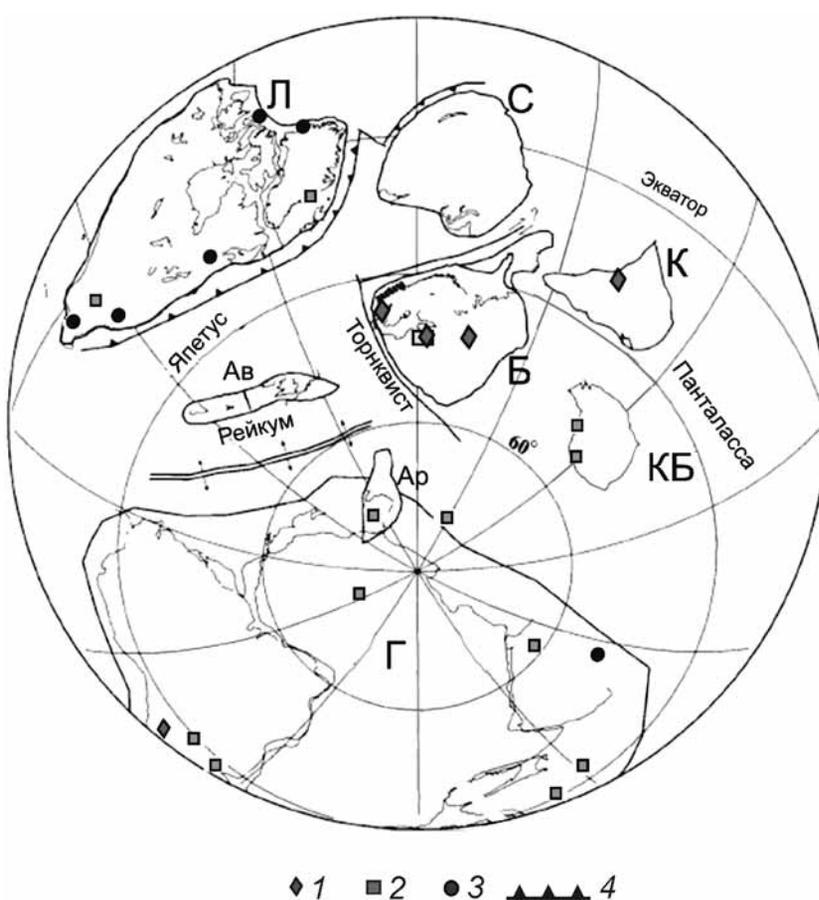


Рис. 2. Ареалы распространения черных глин и граптолитовых сланцев на окраинах материков в разные эпохи ордовикского периода: 1 — ранняя, 2 — средняя, 3 — поздняя; 4 — зоны раздвига. Палеогеографическая реконструкция по [Torsvik, 1998] с изменениями.

Материки и микроконтиненты: Г — Гондвана, Л — Лаврентия, Б — Балтика, С — Сибирь, К — Казахстанский блок, КБ — Китайский блок, Ав — Авалония, Ар — Армориканский массив, Бо — Богемский массив

в эпоху позднеордовикского оледенения. Расчеты показывают, что подобный сдвиг мог быть вызван снижением температуры морской воды в тропических широтах не менее чем на 10 °С. Снижение такого масштаба ни разу не наблюдалось в последующие периоды фанерозоя [Sheehan, 2001].

Подобные изменения не могли не привести к большим изменениям в структуре живой природы, сложившейся к концу ордовика. Вызванное ими вымирание затронуло все группы организмов, обитавших в морских водоемах. Вымирание было связано с флуктуациями климата и протекало в две фазы. Первая фаза синхронизируется с началом оледенения в позднекарианское время и сопутствующим ему падением уровня моря, закрытием морских проливов, связывавших эпиконтинентальные морские бассейны, и глобальным понижением температуры. Вторая — с окончанием оледенения, когда выжившая фауна вынуждена была снова адаптироваться к быстро менявшимся условиям [Sheehan, 2001].

В иранском секторе Загроса в депрессиях ледникового палеорельефа еще до завершения позднеордовикского (гирнантского) оледенения

начали накапливаться черные глины, изобиловавшие остатками граптолитов. Пик их аккумуляции пришелся на рудданское время (443–440,8 млн л. н.) [Ghavidel-syooki et al., 2011]. В заливе Хадсон, расположенном на северо-востоке провинции Манитоба в Канаде, скважинами вскрыты темно-коричневые тонкослоистые глины свиты Ред Хед Рапидс и залегающие выше глины свиты Северн Ривер. Тонкие пропластки глин с обильными остатками фауны, в том числе граптолитов, отложенных в аноксических условиях, залегают среди более плотных и мощных прослоев глинистых алевролитов, обедненных ОВ. В темно-коричневых глинах ордовика и силура содержание  $C_{орг}$  достигало 8,44%. Аккумуляция темно-коричневых глин Ред Хед Рапидс протекала в завершающую фазу гириантского оледенения Гондваны на фоне частых осцилляций уровня морских вод [Nicolas, Lavoie, 2012].

В бассейне Франклин, который расположен в северных районах Гренландии, выделяется толща Ситронен Фьорд (мощность 200 м). С ней связаны залежи сульфидных руд. Она сложена черными алевритовыми аргиллитами и кремнями, включающими горизонты валунных конгломератов и карбонатных песчаников. Породы, имеющие позднеордовикский и раннесилурийский возраст, — аналог отложений Ред Хед Рапидс и Северн Ривер в бассейне Хадсон Бей [Kragh et al., 1997]. Широкое распространение кремней в разрезе толщи Ситронен Фьорд свидетельствует о холодном климате, господствовавшем в регионе на рубеже ордовика и силура.

В Южном Китае (платформа Янцзы) отложения верхнего ордовика и нижнего силура, охарактеризованные фауной граптолитов, представлены породами свит Вуфен, Гуанинкао и Лонмакси. Свита Вуфен сложена черными глинами мощностью от нескольких метров до 30 м с примесью кремнистого, карбонатного и терригенного алевритового материала. Они перекрываются маломощным горизонтом глинистых ракушечных известняков Гуанинкао, содержащих гириантскую фауну. Залегающие выше породы снова представлены черными глинами и алевритовыми глинами свиты Лонмакси. В этом разрезе фиксируются две фазы вымирания морской фауны, приуроченные к основанию и кровле горизонта Гуанинкао. Согласно данным работы [Detian Yen et al., 2010], черные глины Вуфен и Лонмакси накапливались в эпохи господства жаркого гумидного климата, тогда как породы заключенного между ними горизонта сформировались во время резкого похолодания (на 8–10 °С), которое было обусловлено оледенением Гондваны и стало фатальным для теплолюбивой фауны, в составе которой преобладали пелагические формы граптолитов.

В Шотландии разрез верхнего ордовика сложен серыми глинами пачки Хартфелл (катиан-

раннегириантское время). Они включают линзовидные прослои граптолитовых сланцев с высоким содержанием ОВ и перекрыты черными глинами и граптолитовыми сланцами свиты Биркхилл Шейл. Эти отложения, накопившиеся в конце гириантского века, характеризуются обилием пирита и содержат многочисленные прослои (до 135) бентонитовых глин. В разрезе, который является стратотипическим для отложений этого времени (GSSP), нижние пласты черных глин залегают на несколько метров ниже границы ордовика и силура. Эти осадки накапливались на подводном склоне Лаврентии, обращенном к континенту Балтика [Hammarlund et al., 2012].

**Силурийские и нижнедевонские граптолитовые сланцы.** На завершающей стадии оледенения в бассейнах африканской окраины Гондваны на фоне преимущественной аккумуляции песчано-глинистых осадков произошли события, в корне изменившие ситуацию. Речь идет о формировании граптолитовых сланцев, в высокой степени обогащенных ОВ сапропелевого типа. Основной пик их накопления пришелся на лландоверийский век. Граптолитовые сланцы рудданского горизонта известны во многих регионах мира. В Северной Африке они приурочены к депрессиям постледникового рельефа — ледниковым трогам и долинам выпахивания между палеоподнятиями — и распространены от Марокко и Алжира до Туниса и Ливии. Граптолитовые слюдястые сланцы рудданского горизонта, которые выделяются в составе свиты Таннезуфт и включают пограничные слои между ордовиком и силуром, аккумуляровались в период быстрого таяния ордовикских ледников. Концентрация  $C_{орг}$  в них достигает 16%. Именно в сланцах Таннезуфт происходила генерация УВ, которые ныне заключены в многочисленных залежах нефти и газа в палеозойских бассейнах этого региона. Из Северной Африки граптолитовые сланцы рудданского горизонта протягиваются на Аравийский п-ов. Они распространены в Иордании, Саудовской Аравии, Ираке, Иране и Омане, где выделяются в составе свит Калибах и Кусайба [Sharland et al., 2001].

Черные глины лландоверийского возраста присутствуют в палеозойских разрезах Таиланда, Сенегала, южных, центральных и восточных районах Европы, Северной Канады и Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. В Тунгусской синеклизе черные аргиллиты и мергели лландоверийского яруса формируют маломощный горизонт (3–5 м), который прослеживается вдоль западного обрамления синеклизы на расстояние от 100 до 200 км [Маркова, 1968].

Граптолитовые сланцы известны в силурийских разрезах в районе Армориканского массива Франции (рис. 3), в Баррандовом синклинии Чехии, Тюрингском массиве Германии, в Судетских горах и Люблинском бассейне Польши. Они

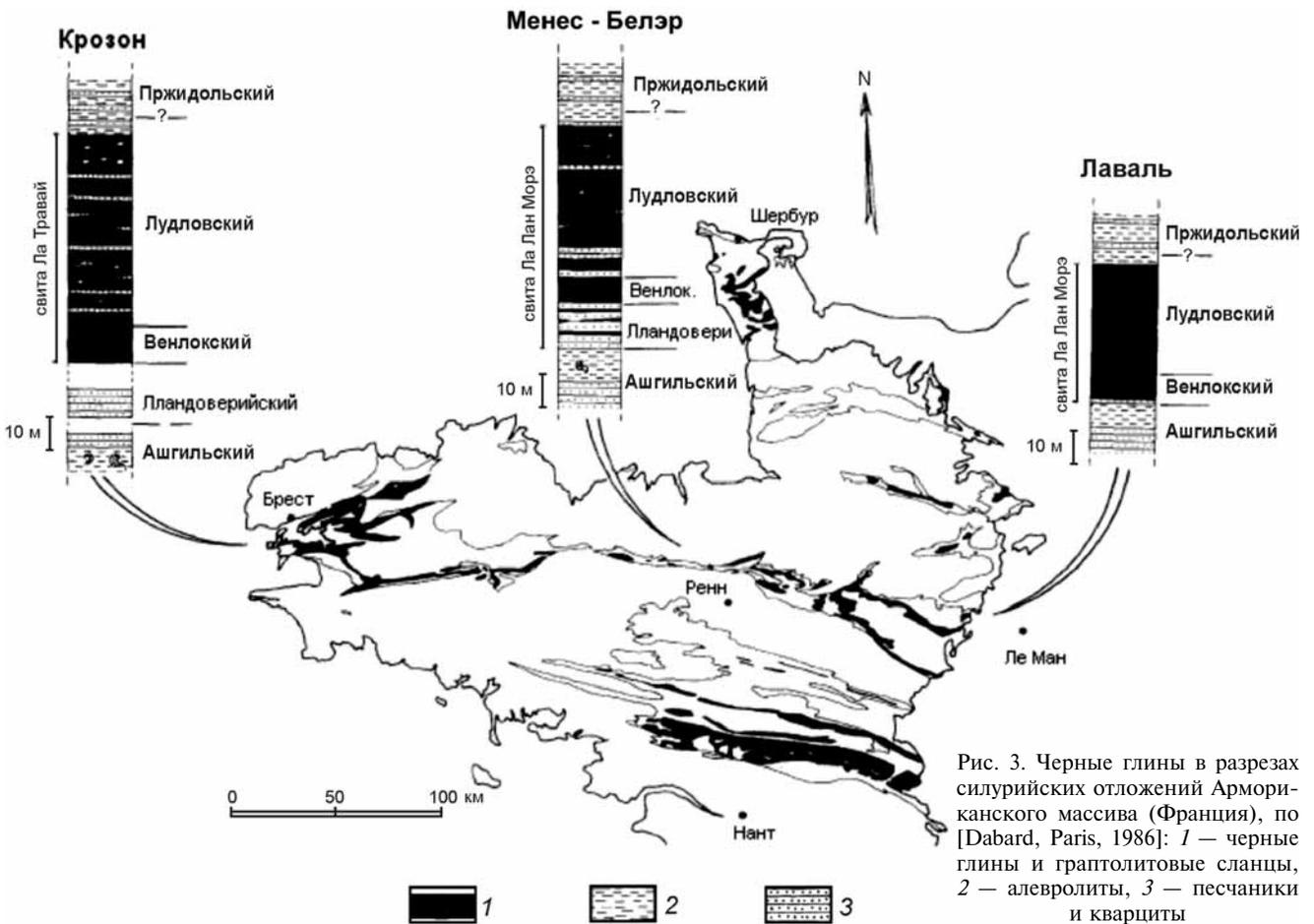


Рис. 3. Черные глины в разрезах силурийских отложений Армориканского массива (Франция), по [Dabard, Paris, 1986]: 1 — черные глины и граптолитовые сланцы, 2 — алевролиты, 3 — песчаники и кварциты

вскрыты скважинами в Литве и Калининградской области РФ. В разрезе палеозойских отложений Баррандова синклиния наиболее высокой концентрацией ОВ характеризуются граптолитовые сланцы из лландоверийской части свиты Литень, где содержание  $C_{орг}$  колеблется от 1,8 до 3,1–4%. Близкие по составу и возрасту породы присутствуют в Болгарии, Сербии и других районах Балканского п-ова. В Болгарии они представлены лиддитами, кремнистыми глинами и граптолитовыми сланцами свиты Салтар, вскрытыми бурением на блоках Нови Пазар и Царь Калоян на Мезийской плите. Общая мощность прослоев и пластов граптолитовых сланцев, большая часть которых сосредоточена в рудданской и аэронской частях разреза нижнего силура, превышает 40 м [Hydrocarbon potential..., 2011].

Следует отметить, что граптолитовые сланцы, присутствующие в разрезах ниже- и среднесилурийских отложений, накапливались в разных климатических условиях. В горизонтах рудданского и аэронского возраста они включают прослои лиддитов и кремнистых конкреций, тогда как венлокско-лудловские сланцы содержат много каолинита, а также пирофиллит и алунит — продукты латеритного выветривания. Очевидно, что потепление климата, начавшееся в лландоверийскую эпоху, достигло максимума в середине силурийского периода. Именно с этим временем

связана одна из самых масштабных морских трансгрессий в палеозое.

Значительное похолодание, начавшееся в конце силура и продолжившееся в начале девона, сопровождалось существенным снижением уровня морских вод и установлением аноксических условий во многих морских бассейнах, что благоприятствовало аккумуляции граптолитовых сланцев. В Малайзии этими образованиями, залегающими на карбонатных породах ордовика и силура, сложена нижняя пачка свиты Тимах-Тасох (северо-восточная часть Малайского п-ова). Лоховский возраст сланцев подтверждается находками конодонтов и мшанок [Meor Amir Hassan et al., 2013].

Вымирание граптолитов, начавшееся в конце лудловского века, завершилось в конце раннего девона [Jaeger, 1978]. После утраты граптолитами статуса одной из основных групп морского зоопланктона из разрезов палеозойских отложений исчезли и граптолитовые сланцы, бывшие на протяжении нескольких десятков миллионов лет одним из самых распространенных типов осадочных пород. Их место заняли черные глины и известняки, содержавшие обильную фауну тентакулитов. Согласно определениям последних черные глины из верхних пачек свиты Тимах-Тасох (Малайзия) имеют позднепражский и раннеэмский возраст.

В Таиландской провинции Сатун обнажаются породы свиты Па Самед. Нижняя пачка в разрезе

этой свиты сложена черными тентакулитовыми глинами (мощность 25 м), в которых помимо тентакулитов заключены остатки трилобитов, брахиопод и граптолитов, свидетельствующих о позднеэмском возрасте вмещающих отложений [The geology..., 2011]. В Восточном складчатом поясе, который простирается до границы Таиланда с Малайзией, корелятивами пород в составе нижней пачки Па Самед являются сильно преобразованные черные аргиллиты и кремнистые породы свиты Бетонг.

Однако наибольший интерес представляют породы серии Фанг Черт из Центрального складчатого пояса Таиланда — мощной толщи собранных в складки и разбитых многочисленными разломами сильно преобразованных пород. Песчаники и серые глины, начинающие разрез этой толщи, перекрыты слоистыми силицитами — радиоляриевыми кремнями с тонкими пропластками алевритовых глин. Выше залегают черные кремнистые аргиллиты и ленточные кремни, содержащие прослой черных глин (аргиллитов), обогащенных ОВ, а также пласты и конкреции фосфоритов. Мощность этой пачки достигает 70 м. Описываемые породы представляют собой олистолиты, которые аккумуляровались ниже критической глубины карбонатаккумуляции в восточном секторе океана Палеотетис [The geology..., 2011].

В целом, однако, черные глины и родственные им образования не были характерны для раннего девона. Если в лохковское время они накапливались в ряде бассейнов Балтики и Восточной Азии, то в конце пражского века их аккумуляция продолжалась лишь в глубоководном морском бассейне, отделявшем Южно-Китайский и Таиландский блоки от Австралии. Установившиеся здесь аноксические условия были следствием похолодания, которое сопровождалось понижением уровня морских вод, а также глобальной оксигенацией атмосферы и гидросферы [Bergman et al., 2004; Berner, 2009]. Одной из причин возрастания содержания кислорода могло быть изъятие фотосинтезирующим планктоном огромного объема  $\text{CO}_2$ , который в составе ОВ был захоронен в силурийских морских осадках. Произошла диверсификация сосудистых растений, которые в раннем девоне начали осваивать сушу. Завоевание ими сначала приморских, а затем и глубинных частей континентов вызвало повышение скорости наземного выветривания, а впоследствии и глобальной скорости седиментации [Dahl et al., 2010].

**Средний девон-ранний карбон.** Новое масштабное потепление началось на рубеже эмского и живетского веков. Теперь не только в морских, но и в континентальных обстановках аккумуляровались осадки, содержавшие в большом количестве ОВ. В середине девона они получили большое распространение, чему способствовало потепление климата. Своего пика оно достигло в раннефранское

время, которое было также отмечено трансгрессией моря. Черные глины средне- и позднедевонского возраста, содержащие органический материал как сапропелевого, так и гумусово-сапропелевого состава, известны на многих континентах, где их рассматривают в качестве нефтегазоматеринских отложений. Так, в Южной Америке они представлены породами свит Лос Монос в предгорьях Аргентинских Анд, Жандиатуба и Беррейринья в бразильских бассейнах Солимоэс и Амазонас. Особенно широкое распространение они получили в центральных и северо-западных районах Северной Америки (Лаврентии). Породы в составе свит Марселлус, Чаттануга, Антрим, Оттер Парк, Нью Олбани, Масква, Дювернэ и Вудфорд, общая площадь распространения которых превышает 1,5 млн км<sup>2</sup>, рассматриваются в настоящее время в качестве объектов для добычи сланцевого газа.

В девонских разрезах на северо-востоке США выделяют 8 горизонтов (пачек) так называемых черных глин. Самые известные из них — глины Марселлус, залегающие в основании серии Гамильтон и развитые на площади около 95 000 миль<sup>2</sup> в полосе от штата Нью-Йорк до штата Западная Виргиния (рис. 4). Этот проградационный комплекс сложен тонкозернистыми алевритово-глинистыми осадками морского генезиса мощностью от 15 до 65 м, которые накапливались в Аппалачском предгорном прогибе на протяжении эйфельского века. Породами, наиболее обогащенными ОВ, сложена нижняя пачка свиты Марселлус, в которой преобладают черные глины, характеризующиеся высоким уровнем гамма-излучения и содержанием  $C_{\text{орг}}$  до 10%. В минеральном составе глин Марселлус больше всего содержится иллита, присутствуют также чешуйки слюд, зерна кварца и полевых шпатов. Среди фаунистических остатков преобладают конодонты, вместе с которыми встречаются раковинки бивальвий, тентакулит и агглютинированных фораминифер. Содержание пирита в отдельных образцах достигает 4,2 и даже 6,4% [Endelger et al., 2009].

Одновозрастные образования глинисто-кремнисто-карбонатного состава, известные как доманикиты и доманикоиды, повсеместно развиты в Волго-Уральском и Тимано-Печорским бассейнах России, где их считают основными генераторами нефти. Эти отложения аккумуляровались в лагунах и на мелководных шельфах Уральского палеоокеана, основная фаза раскрытия которого приходится на конец раннего—начало среднего девона.

Во впадине Блэк Уорриор, которая находится в штате Алабама на юге от Аппалачского бассейна, эквиваленты глин Марселлус — породы свиты Чаттануга. Они с размывом залегают на известняках и кремнистых породах нижнего девона, а в северо-восточных районах впадины — на силурийских породах. Мощность этих тонкослоистых образований средне- и позднедевонского возраста

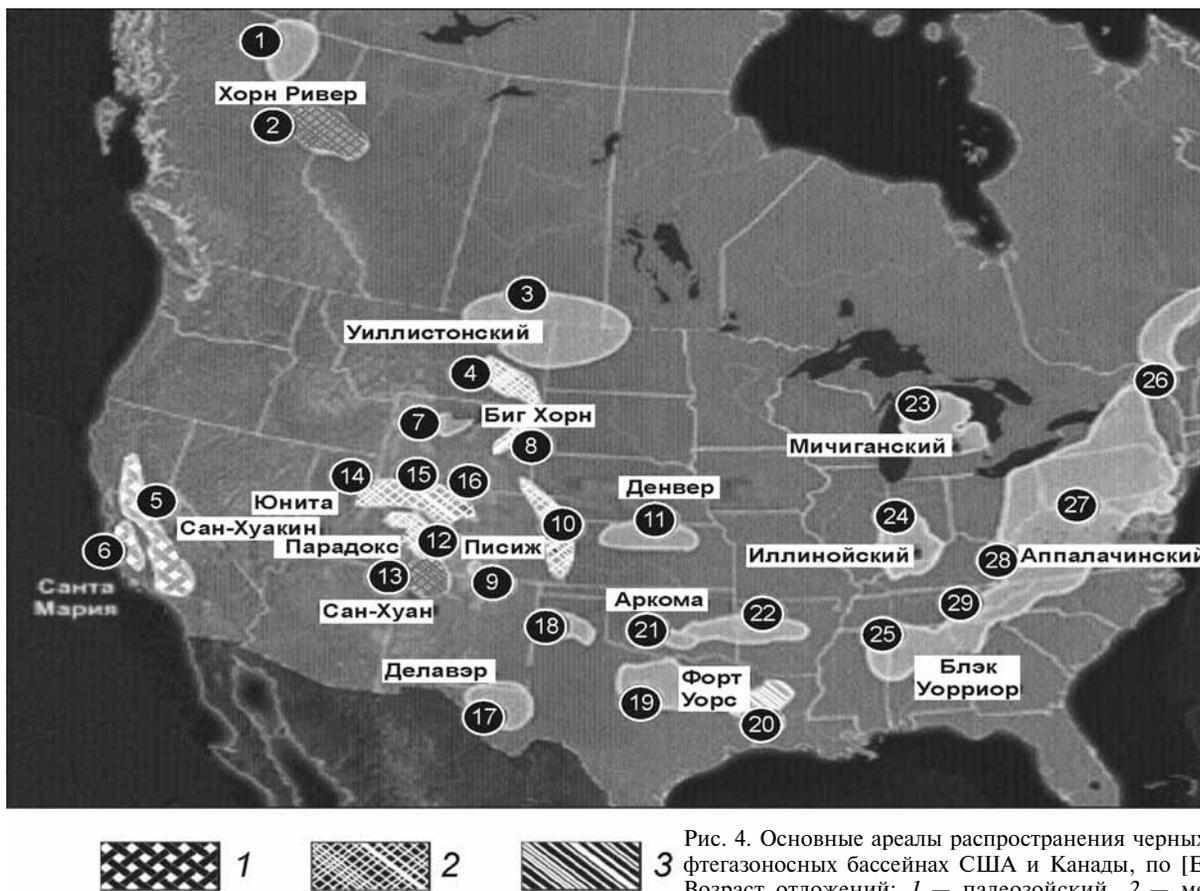


Рис. 4. Основные ареалы распространения черных глин в нефтегазовых бассейнах США и Канады, по [Eaton, 2010]. Возраст отложений: 1 – палеозойский, 2 – мезозойский, 3 – кайнозойский.

Цифры в кружках: 1 – Масква + Оттер Парк, 2 – Монтни + Дойг Фосфат Шейл, 3 – Баккен, 4 – Гаммон, 5 – Монтерей, 6 – Макклор, 7 – Фосфория, 8 – Гаммон, 9 – Бенд, 10 – Манкос + Ниобрара, 11 – Экселло-Маски, 12 – Кейн Крик, 13 – Льюис + Манкос, 14 и 15 – Грин Ривер, 16 – Эрмоса, 17 – Барнетт + Вудфорд, 18 – Бенд, 19 – Барнетт, 20 – Хейнесвилл, 21 – Вудфорд, 22 – Файеттвилл, 23 – Антрим, 24 – Нью Олбани, 25 – Конасога, 26 – Ютика, 27 – Марселлус, 28 – Чаттануга, 29 – Флойд Нил

с повышенной радиоактивностью, знаками ряби на поверхности отдельных прослоев и следами биотурбации варьирует от 1 до 30 м. Помимо черных глин в разрезе выделяются прослой алевролитов, известняков и серых глин, а также пропластки, содержащие многочисленные раковинки радиолярий и спикулы губок. Содержание  $C_{орг}$  в отложениях Чаттануга варьирует от <5 до 19% [Pashin et al., 2011].

В Мичиганском бассейне, расположенном рядом с Центрально-Аппалачским, накопление осадков, обогащенных сапропелевым ОВ, происходило значительно позже, во франском веке. Эти глинистые отложения, выделяемые в составе свиты Антрим, залегают на известняках Скво Бей в северных районах Мичиганского п-ова между озерами Эри, Мичиган и Гурон. При мощности от 70 до 120 футов они развиты на площади около 12 000 миль<sup>2</sup>. Глины Антрим залегают неглубоко от поверхности, насыщены водой и содержат большой объем природного газа — от 70 до 100 фут<sup>3</sup>/т, извлекаемые запасы которого оцениваются в 20 трлн футов<sup>3</sup>.

Одной из наиболее крупных нефтегазоматеринских толщ, известных в палеозойских бассей-

нах южных штатов США, считаются тонкозернистые породы свиты Вудфорд. Их аккумуляция, продолжавшаяся в течение всего позднего девона, закончилась в самом начале раннего карбона. Глины Вудфорд распространены на значительной площади (более 11 000 миль<sup>2</sup>) в штатах Оклахома и Техас. В северных и центральных районах впадины Анадарко Западного Внутреннего бассейна США глины Вудфорд характеризуются значительным содержанием ОВ, которое нередко достигает 14%  $C_{орг}$ . Их мощность варьирует от 120 до 220 футов. В составе керогена, выделенного из глин, преобладает сапропелевый материал водорослевого (*Tasmanites alginite*) и аморфного типа с примесью витринита [Miceli Romero, Philp, 2012]. Среди других толщ черных глин средне- и позднедевонского возраста следует упомянуть отложения свиты Нью-Олбани в США, Оттер Парк, Масква и Дювернье в Канаде (рис. 4).

Похолодание, последовавшее за короткой морской трансгрессией в конце фаменского века, получило название Хангенбергского события. Оно сопровождалось расширением площади ледового покрова в северном и западном секторах Гондваны. Ледниковые и ледниково-морские отложения

струнийского возраста распространены в Боливийских и Аргентинских Андах, в Парагвае и Бразилии (бассейн Амазонас). Этот относительно короткий интервал времени в самом конце девона ознаменовался частыми колебаниями уровня морских вод, которые синхронизируются со сдвигами значений изотопных отношений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Наиболее резко выраженный сдвиг, зафиксированный в разрезах многих осадочных бассейнов ниже официально признанной границы девона и карбона, нашел отражение в составе накапливавшихся осадков. Карбонатные отложения, которые на протяжении большей части фамена формировались в бассейнах Западной Европы (Бельгийские Арденны, Рейнские Сланцевые горы Германии, Черные горы на юге Франции, Карнийские Альпы в Австрии), а также на окраине Марокко в районе Марокканской Мезеты и Антиатласа, сменились черными глинами, получившими название хангенбергских черных глин (HBS). Черные глины того же возраста известны также в Канаде, Иране, США и Южном Китае.

В разрезе Кронхофграбен вблизи австрийско-итальянской границы маломощный пласт черных глин (45–50 см) залегает между цефалоподовыми фаменскими известняками свиты Пал и турнейскими известняками свиты Кронхоф. В черных глинах были найдены «слепые» трилобиты, что может свидетельствовать о глубоководной обстановке накопления. В Марокко (разрез Джебел Уауфилал) биокластовые фаменские известняки перекрыты хангенбергскими черными глинами, известными как глины HBS. Выше залегает мощная толща глин с прослоями турбидитов, которые представлены алевритовыми слюдистыми песчаниками. Венчают разрез глины с линзами песчаников и фауной аммоноидей, согласно определениям которых они имеют позднетурнейский возраст. Эти песчаники рассматриваются в качестве коррелятива так называемых хангенбергских песчаников, перекрывающих в разрезах Рейнских Сланцевых гор черные глины HBS. Аккумуляция этих песчаников происходила на фоне глобального падения уровня моря, вызванного оледенением Гондваны. Помимо черных глин HBS в кровле марокканских разрезов присутствует еще один горизонт черных глин, которые эквивалентны черным глинам свиты Нижний Алум из района Рейнских Сланцевых гор. Согласно определениям фаунистических остатков эти глины имеют среднетурнейский возраст [Kaiser, 2005].

С Хангенбергским событием на границе девона и карбона связано одно из самых масштабных вымираний морских организмов в фанерозое. При этом пелагические и гемипелагические сообщества пострадали в большей степени, чем фауна, обитавшая в неритовых обстановках. Вымирание было вызвано резко выраженным падением уровня

морских вод. Свидетельством этого служат разрезы верхнефаменско-нижнетурнейских отложений в районе Рейнских Сланцевых гор, где можно видеть крупные долины, врезанные в толщу пород более раннего возраста (рис. 5). Эти долины, заполненные песчаниками, встречаются в зонах распространения относительно глубоководных бассейновых осадков. Их глубина предполагает снижение уровня морских вод по меньшей мере на 100 м [Van Steenwinkel, 1992]. Последовавшая за резким падением уровня морских вод раннетурнейская трансгрессия сопровождалась новым погружением морского дна и изменениями фациального состава осадков. Она завершилась аккумуляцией еще одного горизонта черных глин в самом начале среднего турне [Kaiser, 2005].

На Северо-Американском континенте пояс распространения черных глин позднедевонско-раннемиссисипского возраста протягивается из Западно-Канадского и Уиллистонского бассейнов на западе, где в конце фамена — начале миссисипского времени накапливались черные глины и горючие сланцы свит Экшшо, Банфф и Баккен, до Мичиганского и Аппалачского бассейнов на востоке, где обнажаются или залегают неглубоко от поверхности черные глины Кливленд и Санбари. В составе свиты Экшшо выделяются две пачки — нижняя сложена черными глинами (18 м), верхняя — алевритами (13 м). Еще один горизонт черных глин залегает в основании карбонатной толщи Банфф. Концентрация  $C_{\text{орг}}$  в этих глинах превышает 14% [Smith, Bustin, 2000].

Стратиграфический эквивалент свиты Экшшо — породы свиты Баккен, это основная нефтематеринская толща в Уиллистонском бассейне и сопредельных районах Западно-Канадского бассейна. Она широко известна как одна из наиболее изученных нефтематеринских свит с очень высоким содержанием ОВ в породах. Именно из них впервые стали добывать сланцевую нефть. В разрезе свиты Баккен выделяются три пачки: нижняя и верхняя сложены преимущественно черными глинами, средняя представляет собой переслаивание сероцветных пород — глин, алевритов и песчаников, которые в некоторых разрезах замещаются известняками. Мощность верхней пачки черных глин, по облику и составу аналогичных породам нижней пачки, не превышает 7 м. Эти глины отличаются очень высокой концентрацией ОВ —  $C_{\text{орг}}$  в них может достигать 35% при среднем значении 10%. Возраст пород нижней и средней пачек свиты Баккен — позднефаменский, верхней — турнейский (раннемиссисипский).

Похолодание завершилось 346–344 млн л. н. в начале оседжского (ранний визе) века. Оно сопровождалось таянием материкового льда в пределах Гондваны и вызванной им трансгрессией моря. Гумидизация климата благоприятствовала

во многих регионах развитию наземной растительности. Густые леса, заболоченные низменности по берегам рек и озер распространились по Русской равнине, в восточных областях Западной Европы и Днепровско-Донецкой впадине, где в течение нескольких десятков миллионов лет в отложениях накапливались растительные остатки. В результате впервые процессы угленакопления стали напрямую влиять на состав земной атмосферы.

В миссисипское время активизировались процессы, завершившиеся образованием суперматерика Пангея. Следствием сжатий, происходивших вдоль юго-восточной окраины Лаврентии, стало формирование надвигово-складчатого пояса Уачита. В образовавшихся перед ним передовых прогибах Форт-Уорс, Аркома и Блэк Уорриер аккумуляровались осадки, обогащенные ОВ сапропелевого и сапропелево-гумусового типа. Сложенные ими толщи Барнетт, Файетвилл и Флорид Нил протянулись широкой полосой от штата Джорджия до штата Оклахома (рис. 4). Именно они стали своего рода полигоном, на котором отрабатываются технологии добычи сланцевого газа в США.

Близкие по составу и возрасту образования в составе рудового горизонта известны на Украине. Их аналоги в Африке представлены породами свиты Бетаина (бассейн Тиндуф), а на островах Канадского Арктического архипелага — отложениями свиты Эмма Фьорд. В конце визе и в намюрском веке основными очагами аккумуляции сапропелевых осадков стали Предуральский прогиб и подводные склоны в Прикаспийской впадине, а также Северо-Западный бассейн Европы, который протянулся от Северной Англии в Голландию (свита Геверик) и Западную Германию (свита Аппер Элам). Их аналог в Южной Америке — отложения свиты Гуандакол в Аргентинских Андах. В том же временном диапазоне во многих восточных регионах Евразии формировались угленосные отложения. Изъятие огромного объема углекислого газа из атмосферы усилило эффект похолодания, которое началось в башкирское время.

**Пермский период.** В Южной Африке в бассейне Западный Карру разрез пермских отложений начинается постгляциальными терригенными породами свиты Принц Альберт (50–320 м), представленными в основном глинами и аргиллитами мощностью от 65 до 270 м. Среди них выделяются пачки с высоким содержанием ОВ (1,5–5,5%, в отдельных образцах до 12%  $C_{орг}$ ). Отложения свиты Принц Альберт имеют ассельский и сакмарский

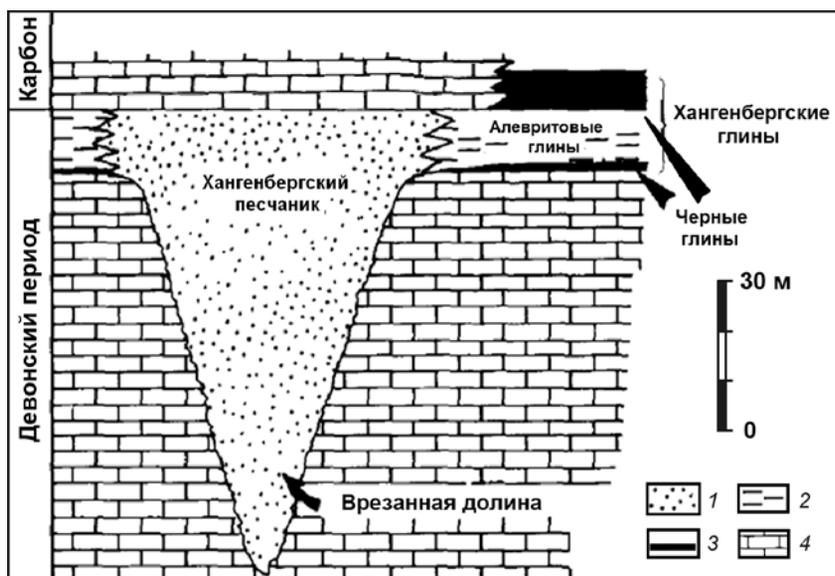


Рис. 5. Разрез отложений позднедевонского–раннекаменноугольного возраста в районе Рейнских Сланцевых гор, отвечающих так называемому Хангенбергскому событию, по [Van Steenwinkel, 1992]: 1 — песчаники, 2 — алевритовые глины, 3 — черные глины, 4 — известняки

возраст. Мощность интервала, в котором преобладают черные разности глинистых пород, составляет 40 м. Вверх по разрезу залегает толща черных известковистых аргиллитов с линзами кремней и гнездами пирита, принадлежащих свите Уайтхилл (80 м). Аргиллиты, имеющие артинский возраст, в высокой степени обогащены аморфным ОВ сапропелевого облика (от 3 до 14%, в локальных зонах >15%  $C_{орг}$ ). Согласно значениям водородного и кислородного индексов кероген принадлежит к I и II типу. Толщина пачек, которые сложены породами, насыщенными ОВ, варьирует от 30 до 90 м. Согласно данным [Scheffler et al., 2006], глинистые осадки накапливались на абиссальной равнине в аноксических условиях.

В бассейне Парана (Бразилия) основной нефтематеринской толщей считают породы свиты Ирати, мощность которой не превышает 30–50 м. Отложения этой свиты, представленные горючими сланцами, карбонатными глинами и глинистыми алевролитами с прослоями известняков (рис. 6), прослеживаются на расстояние до 1700 км из северо-восточной части штата Сан Пауло через штат Рио Гранде да Сул на север Уругвая. Отложения накапливались в обширном морском бассейне, который протягивался из Бразилии в Аргентину и далее на юг, где соединялся с морем Западный Карру, в котором примерно в том же интервале времени накапливались черные глины Уайтхилл. Общая площадь развития этих образований достигает 5 млн км<sup>2</sup>.

На противоположной окраине суперматерика Гондвана, обращенной к океану Панталасса, примерно в то же время происходила аккумуляция другого типа горючих сланцев — тасманитов, получивших название от острова, где они были обна-

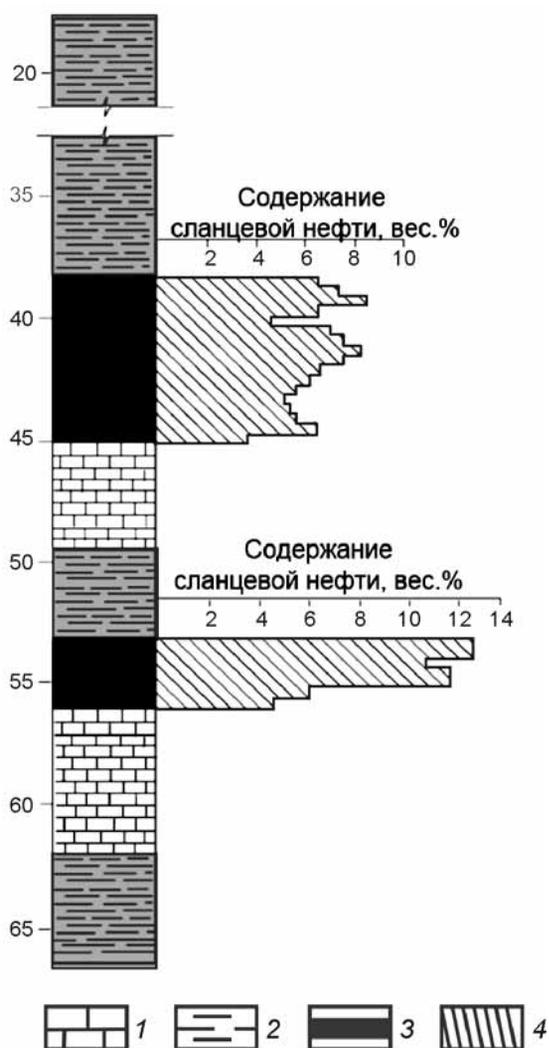


Рис. 6. Разрез свиты Ирати в бассейне Парана (Бразилия), по [Дупи, 2002]: 1–3 — отложения: 1 — известняки, 2 — глины, 3 — горючие сланцы; 4 — объем нефти, получаемой из горючих сланцев

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356–375.

Баженова Т.К., Шиманский В.К., Васильева В.Ф. и др. Органическая геохимия Тимано-Печорского бассейна. СПб.: ВНИГРИ, 2008. 164 с.

Конюхов А.И. Нефтегазоматеринские отложения в осадочных бассейнах на окраинах материков в раннем палеозое // Литология и полезн. ископаемые. 2014а. № 3. С. 258–282.

Конюхов А.И. Нефтегазоматеринские отложения в осадочных бассейнах на окраинах материков в среднем и позднем палеозое // Литология и полезн. ископаемые. 2014б. № 4. С. 354–378.

Конюхов А.И., Асапатов И.Д. Граптолитовые сланцы на окраинах материков в палеозойских морях Япетус и Рейкум (Палеотетис) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 2. С. 33–38.

Коровников И.В. Трилобиты и биостратиграфия нижнего и низов среднего кембрия востока Сибирской платформы: Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 2011. 31 с.

ружены. Они выделяются в составе пачки Куомби Мадстоун, характеризуются высоким содержанием ОВ (до 40% и более) и содержат многочисленные цисты *Tasmanites punctatus* — зеленых водорослей. Цисты диаметром 0,3–0,5 мм образуют до 75% керогена, остальное приходится на их фрагменты и аморфный органический материал. Из-за светлой янтарной или розовой окраски эти породы называют также белым углем [MacLeod, 2004].

Артинские черные глины широко распространены во впадинах Предуральского прогиба. Концентрация  $C_{орг}$  в них варьирует в пределах 0,3–1,2%. В вышележащих кунгурских отложениях также встречаются горизонты и пачки, в которых заключено значительное количество ОВ. В керогене наряду с витринитом, извлеченным из этих пород, выделяются семифюзенит, сорбомикстинит и липтинит. Содержание последнего колеблется в пределах от 2 до 6% [Баженова и др., 2008].

**Заключение.** В палеозое эпохи господства жаркого гумидного климата были разделены более короткими временными отрезками, когда во многих регионах преобладали холодные климатические условия. Похолодание сопровождалось расширением ледового покрова в пределах Гондваны и как следствие значительным понижением уровня морских вод. Особенности распространения черных глин в палеозойских разрезах свидетельствуют о циклическом характере климатических изменений на протяжении всего палеозоя. Продолжительность отдельных циклов, включающих длительную фазу господства жаркого климата и более короткую фазу похолодания, завершающую цикл, составляла около 47 млн лет [Конюхов, 2014б]. Два таких цикла завершились оледенением, другие — менее масштабным разрастанием ледового покрова Гондваны.

Маркова Л.Г. Геохимия рассеянного органического вещества ордовикско-силурийских отложений северо-востока Тунгусской синеклизы // Материалы по литологии и геохимии нефтегазоносных бассейнов Сибири. 1968. (Тр. СНИИГиМС; Вып. 78.) С. 152–159.

Bergmann N., Lenton T., Watson A. A new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic // Amer. J. Sci. 2004. Vol. 304. P. 297–337.

Berner R.A. Phanerozoic atmospheric oxygen: new results using the geocarbsulf model // Amer. J. Sci. 2009. Vol. 309. P. 603–606.

Boreham C., Ambrose G. Cambrian petroleum systems in the southern Georgina basin, Northern territory, Australia // Alice Springs. Proceedings of Central Australian Basins Symposium. 2005. P. 254–281.

Christiansen F.C. A future Arctic exploration target Lower Paleozoic in North Greenland // Oil and Gas J. 1990. Feb. 12. P. 56–58.

Cocks L.R., Torsvik Tr. Earth geography from 500 to 400 Ma: a faunal and paleomagnetic review // J. Geol. Soc. 2002. Vol. 159. P. 631–644.

Eaton S.R. Shale play extends in Canada // AAPG. Explorer. 2010. N 1. P. 1–5.

- Dabard M.-P., Paris F.* Paleontological and geochemical characteristics of Silurian black shale formations from the central Brittany domain of the Armorican massif (NW France) // *Chem. Geol.* 1986. Vol. 55. P. 17–29.
- Dahl T., Hummarland E., Anbar A.* et al. Devonian rise in atmospheric oxygen correlated to the radiations of terrestrial plants and large predatory fish // *PNAS Early Ed.* 2010. P. 1–5.
- Detian Yen, Daizhao Chen, Qingchen Wang* et al. Large-scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, South China // *Geol. Soc. Amer.* 2010. Vol. 38, N 7. P. 599–602.
- Dyni J.R.* Geology and resources of some world oil-shale deposits // *Oil Shale.* 2002. Vol. 20, N 3. P. 193–252.
- EIA World shale gas resources: an initial assessment of 14 regions outside the United States // US Department of Energy. Washington, 2011. 123 p.
- Elrick M., Rieboldt S., Saltzman M.* et al. Oxygen-isotope trends and sea-water temperature changes across the Late Cambrian Steptoean positive carbon-isotope excursion (SPICE event) // *Geol. Soc. Amer.* 2011. Vol. 39. P. 987–990.
- Endelger T., Lash G., Uzutegui S.* Joint sets that enhance production from Middle and Upper Devonian gas shale of the Appalachian basin // *Bull. AAPG.* 2009. Vol. 93, N 7. P. 857–889.
- Future potential for metal resources from black shale: Ni, Mo, Zn, Cu, U, V, Ag, Au, PGE // Ross Large, CODES. University of Tasmania, 2010. 43 p.
- Ghavidel-syooki M., Alvaro J., Popov L.* et al. Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciations in the Zagros mountains, Iran // *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology.* 2011. Vol. 307. P. 1–16.
- Hammarlund E., Dahl T., Harper D.* et al. A sulfidic driver for the end-Ordovician mass extinction // *Earth and Plan. Sci. Let.* 2012. Vol. 331–332. P. 122–139.
- Harvey T., Gray J.* The unconventional hydrocarbon resources of Britain's onshore basins — shale gas // Rep. Depart. Energy and Climate Change. UK, 2013. 35 p.
- Hydrocarbon potential and prospects of NE Bulgaria and offshore Black Sea — an overview // *Shale Gas Res. Group.* Sofia, 2011. 19 p.
- Jaeger H.* Late Graptoloides faunas and the problem of graptoloid extinction // *Acta Palaeontologica Polonica.* 1978. Vol. 23, N 4. P. 497–521.
- Kaiser S.T.* Mass extinction, climatic and oceanographic changes at the Devonian-Carboniferous boundary // Dissertation. Bochum University, Germany. 2005. 264 p.
- Kragh K., Jensen S., Fougat H.* Ore geological studies of the Citronen Fjord zinc deposit, North Greenland: project «Resources of the sedimentary basins of North and East Greenland» // *Geol. Greenland Surv. Bull.* 1997. Vol. 176. P. 44–49.
- Macleod R.* The tasmanite oil shale resource Latrobe-Railton area, Tasmania // *Boss resources.* 2004. 6 p.
- Meor Amir Haqssan, Erdtmann B., Wang Xiaofeng* et al., Early Devon graptolites and tentaculitids in NW Peninsular Malaysia and revision of the Devon-Carboniferous stratigraphy of the region // *Alheringa.* 2013. Vol. 27. P. 49–63.
- Miceli R.A., Philp R.* Organic geochemistry of the Woodford shale, southeastern Oklahoma: how variable can shale be? // *Bull. AAPG.* 2012. Vol. 96, N 3. P. 493–517.
- Nicolas M., Lavoie D.* Oil shale and reservoir rocks of the Hudson Bay lowland, northeastern Manitoba // Report of Activities. Manitoba innovation. Manitoba Geol. Surv. 2012. P. 124–133.
- Pashin J., Kopaska-Merkel D., Arnold A.* et al. Organic, gaseous mudshales in Cambrian shale: Conasauga formation, southern Appalachians, USA // *Intern. J. Coal Geol.* 2012. Vol. 103. P. 70–91.
- Ryder R., Scott S.* Arthur Creek in Australia: the next Bakken? // *Petrofrontier.* 2011. Vol. 14, N 2. P. 13–31.
- Scheffler K., Buehmann D., Schwark L.* Analysis Late Paleozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2006. Vol. 240. P. 184–203.
- Schovsbo N., Nielsen A., Klitten K.* et al. Shale gas investigation in Denmark: Lower Paleozoic shales on Bornholm // *Bull. Geol. Surv. Denmark and Greenland.* 2011. Vol. 29. P. 9–11.
- Sharland P., Archer R., Casey D.* et al. Arabian plate sequence stratigraphy // *GeoArabia Spec. Publ. Gulf Petrolink.* Bahrain, 2001. Vol. 2. 371 p.
- Sheehan P.M.* The Late Ordovician mass extinction // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 2001. P. 331–364.
- Shuangbian Han, Jinchuan Zhang, Yixi Li* et al. Evaluation of Lower Cambrian shale in Northern Guizhou province, South China: implication for shale gas potential // *Energy Fuel.* 2013. Vol. 27, N 6. P. 2833–2941.
- Smith M., Bustin R.* Late Devonian and Early Mississippian Bakken and Exshaw black shale source rocks, Western Canada sedimentary basin: a sequence stratigraphic interpretation // *Bull. AAPG.* 2000. Vol. 84, N 7. P. 940–960.
- The geology of Thailand // The geological society publ. house. L., 2011. Un. 7. 615 p.
- Torsvik Tr.* Paleozoic paleogeography: a North Atlantic viewpoint // *GFF.* 1998. Vol. 20. P. 109–118.
- Van Steenwinkel M.* The Devonian-Carboniferous boundary: comparison between the Dinant synclinorium and the northern border of the Rhenish Slate Mountains // *Ann. Soc. Geol. Belg.* 1992. Vol. 115. P. 665–671.
- Zhao Meng-jun, Wang Zhao-ming, Pan Wen-ying* et al. Lower Paleozoic source rocks in Manjiaer sag, Tarim basin // *Petrol. Explor. Develop.* 2008. Vol. 35, N 4. P. 417–423.

УДК 541.11

А.Ю. Бычков<sup>1</sup>, Г.А. Калмыков<sup>2</sup>, И.А. Бугаев<sup>3</sup>, А.Г. Калмыков<sup>4</sup>, Е.В. Козлова<sup>5</sup>**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛУЧЕНИЯ  
УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ ИЗ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ  
ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ<sup>6</sup>**

Представлены результаты экспериментов по извлечению сланцевой нефти из пород баженовской свиты при гидротермальных условиях. Показано, что при увеличении продолжительности экспериментов возрастает выделение нефтяных фракций. Потенциал извлечения нефтепродуктов нефтяных фракций пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии составляет до 25 мг/г или 2,5 масс.%. При этом введение восстанавливающих добавок, таких как алюминий или щавелевая кислота, не приводит к повышению коэффициента извлечения нефти. Установлено, что при температуре 250 °С выход нефтяной фракции незначительный, при 300 °С выделение нефтяных фракций составляет до 25 мг/л, а при 350 °С — до 15 мг/л. При этом температура 300 °С предпочтительнее, так как выход нефтяного продукта больше, а состав нефтяных фракций представлен преимущественно нормальными алканами, в то время как хроматограмма при температуре 350 °С свидетельствует о протекании сложных процессов, в том числе графитизации керогена.

*Ключевые слова:* баженовская свита, сланцевая нефть, извлечение нефти, гидротермальные условия.

Results on shale oil recovery from bazhenov formation under hydrothermal conditions are demonstrated. It was shown that the oil fractions release increases with increase of experiments duration. The oil products release potential of bazhenov formation rocks under hydrothermal conditions is 25 mg/g or 2.5 weight %. Reduction additives such as alumina or oxalic acid introduction does not lead to increase the oil release coefficient. It was estimated that under 250 °C oil fraction release is low, under 300 °C oil fraction release is 25 mg/g, and under 350 °C — 15 mg/g. 300 °C is the preferable temperature due to higher oil products release and oil fractions composition is predominantly normal alkanes, while chromatogram for 350 °C products shows complex processes occurrence, including kerogen graphitization.

*Key words:* bazhenov formation, shale oil, oil recovery, hydrothermal conditions.

**Введение.** Развитие технологий добычи сланцевой нефти в последние годы происходит преимущественно в США. В современной литературе существует много работ, посвященных извлечению физически связанной нефти из разных пород и преобразованию керогена при воздействии различных физико-химических факторов. В основном изучалось преобразование органического вещества (ОВ) пород при пиролизе и воздействие различных химических веществ [].

Преыдушие исследования, как правило, ставили целью выявление закономерности преобразования керогена в природных условиях для

понимания механизмов образования месторождений нефти и газа [Ishiwatary, Fukushima, 1979; Burnham, Harpe, 1984; Behar et al., 1992]. Можно выделить два направления экспериментальных исследований — пиролиз в открытой и закрытой системе при низком давлении или под давлением газов и исследование гидротермального преобразования ОВ в присутствии воды. В последние годы стали появляться работы по определению потенциала нефте- и газоносности различных пород при термальном воздействии для промышленного извлечения углеводородов [Behar et al., 2010; Pan et al., 2010; Rushdi, Simoneit, 2011; Zhang et al.,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра палеонтологии, профессор; *e-mail:* bychkov@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; *e-mail:* gera64@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, аспирант; *e-mail:* Iliabougayev@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; *e-mail:* a.g.kalmykov@gmail.com

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с.; *e-mail:* miliyakozlova@mail.ru

<sup>6</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 14.581.21.0008 от 03.10.2014 г., уникальный идентификатор RFMEFI58114X0008).

2014; Liang et al., 2015]. Однако в этих работах технологии извлечения сланцевой нефти и газа раскрыты не полностью.

В целом оба описанных выше направления обнаруживают сходные закономерности. Установлено, что при нагреве образца до 250–300 °С из керогена начинают выделяться жидкообразные и газообразные углеводороды. При этом при низких значениях температуры увеличивается количество жидких фракций, а при высоких (свыше 400 °С) — возрастает доля легкокипящих углеводородов, особенно метана []. Показано, что при высоком давлении водорода уменьшается доля получаемых ароматических соединений, что увеличивает выход жидких продуктов []. Также установлено, что образование углеводородов (УВ) зависит от степени преобразования исходного органического вещества и максимально для керогена I типа [].

Установлено, что скорость процесса и общее количество УВ близки при водном и безводном пиролизе в закрытых системах, а в открытых системах скорость образования углеводородов в обоих случаях (?) значительно ниже. Это соответствует кинетической модели, согласно которой продукты разложения керогена положительно влияют на образование нефтепродуктов, а также водорода, возникающего при пиролизе ароматических соединений [].

Доля органического углерода ( $C_{орг}$ ), переходящего в углеводородные фракции, может достигать 10%. При этом разные образцы демонстрируют большой разброс значений. Наибольший выход углеводородов был получен в ряде работ для образцов из формации Грин Ривер, США (Green River Formation, Uinta Basin). В работе [Behar et al., 2010] достигнут выход углеводородов 620 мг/г, из которых 420 мг/г — нефтепродукты, а 200 мг/г — битум. Такие показатели соответствуют промышленным объектам, из которых в настоящее время проводится добыча сланцевой нефти.

В то же время в России мало экспериментальных исследований возможности извлечения сланцевой нефти и газа. Баженовская свита признана одним из крупнейших перспективных месторождений, но потенциал пород по извлечению углеводородов остается неясным. Открытие месторождений нефти (Приобское, Приразломное, Правдинское, Малобалыкское и др.), приуроченных к этой свите, дало новый импульс к изучению геохимических и петрофизических характеристик слагающих ее пород. Были детально исследованы закономерности строения баженовской свиты и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти [Балушкина и др., 2013; Kim, Rodchenko, 2013], а также особенности коллекторских свойств [Хамидуллин и др., 2013; Балушкина и др., 2014].

Цель работы — определение нефтегенерирующего потенциала пород баженовской свиты для

извлечения углеводородов при гидротермальном воздействии.

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

Для достижения поставленной цели применялись разработанные в лаборатории экспериментальной геохимии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова методы изучения минеральных равновесий в гидротермальных условиях. Эксперименты проводились в автоклавах из жаропрочной стали объемом 50 мл, запираемых медной прокладкой. Такие автоклавы позволяют выдерживать температуру до 600 °С и давление до 200 МПа на протяжении длительного времени.

В автоклав загружали навеску массой 10 г образца породы из баженовской свиты. Породу предварительно дробили, использована широкая фракция <2 мм. В автоклав добавляли водный раствор (какого вещества?), чтобы давление при температуре ниже критической точки воды соответствовало давлению насыщенного пара воды, а при температуре выше критической составляло 100 МПа. После запираания автоклавы помещали в предварительно нагретую трубчатую печь. Температуру задавали с помощью ПИД-регулятора ОВЕН ТРМ-10 при помощи термопары хромель–алюмель с точностью  $\pm 3$  °С. Продолжительность опытов была определена с помощью кинетической серии и составляла 7 сут.

После окончания экспериментов автоклавы охлаждали проточной водой и отбирали пробу газовой фазы. При температуре 200–350 °С на поверхности раствора в автоклаве наблюдалась пленка углеводородов. Извлечение проводилось экстракцией 5 или 10 мл н-гексана, затем водную и органическую фазы разделяли в делительной воронке. Раствор углеводородов в гексане упаривали, а количество нефтяных фракций определяли весовым методом. Нормальные и изопrenoидные алканы состава  $C_{10}$ – $C_{36}$ , входящие в состав битумоида и нефтей, анализировали методом газожидкостной или газовой хроматографии (ГЖХ или ГХ) на хроматографе «Clarus» (фирма «Perkin Elmer»). Условия газохроматографического анализа: газ-носитель — гелий; скорость прогона (?) потока гелия 30 см/с при 100 °С; капиллярная кварцевая колонка 60 м  $\times$  0,25 мм; скорость программирования температуры термостата колонок 4 °С/мин., начальная температура 60 °С, конечная — 320 °С. Твердую фазу образцов изучали с помощью пиролизатора «Rock-Eval-6».

Кинетическая серия заключалась в последовательном извлечении одинаково снаряженных автоклавов через определенные промежутки времени. Температура, при которой проводили эксперименты, составила 300 °С для образца 5209/126. Результаты показали, что при увеличении продолжительности экспериментов выделение нефтяных фракций, определяемых гексановым экстрактом, возрастает (рис. 1). В целом концентрация углево-

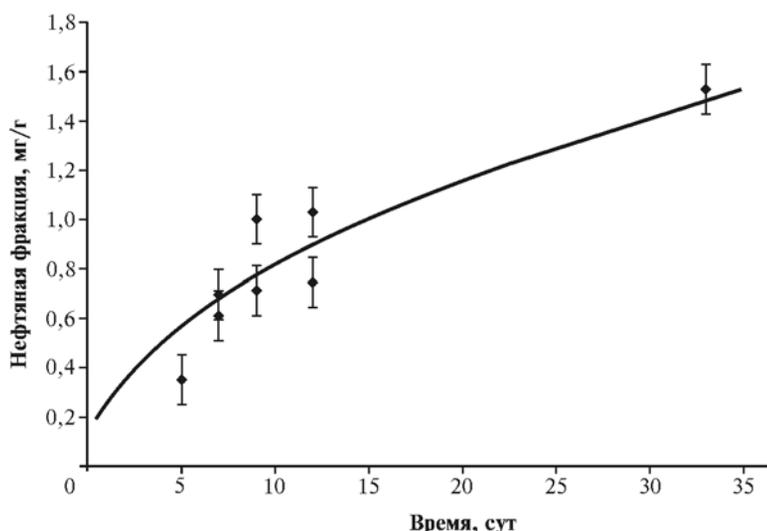


Рис. 1. Зависимость выделения нефтяных фракций углеводородов от времени из образца пород баженовской свиты

дорудов подчиняется зависимости от квадратного корня из времени, описываемой кинетическим уравнением

$$C = 0,258\sqrt{t},$$

где  $C$  — концентрация УВ нефтяных фракций, мг/г;  $t$  — время, сут.

Форма уравнения выбрана с учетом предположения о диффузионном контроле экстракции углеводородов из породы, что соответствует характеристикам взаимодействия порода–вода в гидротермальном процессе. Вероятно, этот же процесс контролирует и выделение физически связанной нефти. Возможно, что в начальной стадии процесса наблюдается латентный период, который можно объяснить как растворением минералов породы, так и окислением углеводородов остаточным кислородом, попавшим в автоклав при его заполнении.

Количество выделившихся УВ нефтяных фракций из образца 5209/126 достигает максимального значения 1,6 мг/г за 33 сут. Это количество существенно меньше, чем в сходных экспериментах с породами формации Грин Ривер, где получены значения 180 и даже 400 мг/г [Behar et al., 2010]. Такие низкие значения для образца 5209/126 связаны с высокой степенью преобразования керогена, определенной с помощью термогравиметрического анализа образцов из этой части разреза. Вместе с тем кинетическое уравнение показывает, что при 300 °С при годовом воздействии из породы типа 5209/126 может выделиться до 19 мг/г керогена. Кинетика выделения керогена требует дополнительного исследования с применением новой экспериментальной техники и изучением всех продуктов экспериментов.

Общее содержание  $C_{\text{орг}}$  в образце 5209/126 составляет 11,23%, содержание фракций S1 и S2

равно 7,93 и 65,35 мг/г соответственно. Максимум выделения по методике Rock-Eval составляет 434 °С. Результаты экспериментов показывают, что при гидротермальном воздействии извлекается лишь часть нефтяных фракций, заключенных в составе керогена. Возможно, учет газообразных и легколетучих фракций (часть которых теряется при обработке результатов экспериментов) увеличит долю выделяющегося органического углерода.

Для проверки воздействия химических факторов на извлекаемость нефтяных фракций проведены эксперименты с переменным составом раствора. Поскольку в литературе показано увеличение извлечения нефтяных фракций из керогена в присутствии восстановителей, нами проведены эксперименты с использованием щавелевой кислоты и

алюминия. Взаимодействие алюминия с водой при повышенной температуре приводит к выделению газообразного водорода и образованию плохо растворимых в воде гидроксидов алюминия (бемита, диаспора). В условиях опыта навеска алюминия обеспечивала парциальное давление водорода ~1,5 МПа. Щавелевая кислота при нагревании разлагается по сложной схеме, конечные продукты которой — CO и CO<sub>2</sub>. После вскрытия автоклавов, в которые были добавлены алюминий и щавелевая кислота, наблюдалось активное газовыделение, что свидетельствует о протекании описанных выше процессов.

Для разрушения и растворения кремнезема матрицы горной породы был использован раствор карбоната натрия с концентрацией 0,05 моль/л. Такой раствор имеет щелочную реакцию, что увеличивает растворимость кремнезема. Предполагалось, что этот раствор ускорит протекание реакции выделения нефтяных фракций.

Эксперименты проводили при температуре 300 °С с продолжительностью 7 сут. Результаты показаны на рис. 2 и в табл. 1 и сопоставлены с опытами кинетической серии, проведенной в чистой воде при той же температуре и продолжительности 7 сут. Количество выделявшихся УВ нефтяных фракций оказалось близким, что может указывать на отсутствие влияния восстановителей и других химических добавок на интенсивность выделения керогена.

Для исследования влияния содержания  $C_{\text{орг}}$  в породах на процесс извлечения нефтяных фракций были подобраны пробы из скважины 6452 с разным содержанием общего органического углерода. Характеристика состава органического компонента этих проб приведена в табл. 2. Содержание общего органического углерода составило от 2,36 до 33,57%, также различается доля углеводородов групп S1 и S2.

Таблица 1

**Выделение углеводородов нефтяных фракций при воздействии реагентов на породы баженовской свиты**

Реагент	Количество реагента, мг/г	Выделение нефтяных фракций, мг/г
Щавелевая кислота	34	0,47
	168	0,57
Металлический алюминий	34	0,50
	35	0,53
Карбонат натрия	11	0,39
	11	0,55

Таблица 2

**Геохимическая характеристика органического компонента проб, отобранных для экспериментов по методике Rock-Eval**

Показатель	Номер пробы; глубина, м			
	6452-22-м 2998,32	6452-41-м-1 2982,25	6452-61-м 2975,74	6452-80-м-1 2966,71
Qty, мг	40,75	21,36	29,37	29,43
S1, мг/г	0,48	1,43	7,61	7,55
S2, мг/г	4,66	5,61	57,1	78,53
PI	0,09	0,2	0,12	0,09
T <sub>max</sub> , °C	438	437	444	440
S3, мг/г	0	0	0	0
PC, %	0,44	0,6	5,39	7,17
RC, %	1,92	2,66	28,18	8,35
TOC, %	2,36	3,26	33,57	15,52
HI	197	172	170	506
pyroMINC, %	0,73	0,13	0,06	0,16
oxiMINC, %	0,02	0,14	0,48	0,12
MINC, %	0,75	0,27	0,54	0,28

Примечания. S1 — свободные УВ, до 300 °С, мг УВ/г породы; S2 — УВ-продукты пиролиза керогена и смолисто-асфальтеновых веществ, 300–650 °С, мг УВ/г породы; PI — индекс продуктивности, S<sub>1</sub>/(S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub>); T<sub>max</sub> — температура максимального выхода УВ при пиролизе керогена, °С; PC — пиролизуемый органический углерод, масс.%; RC — остаточный (непиролизуемый) органический углерод, масс.%; TOC — общее содержание C<sub>орг</sub> в породе, масс.%; HI — водородный индекс, мг УВ/г C<sub>орг</sub>; OI — кислородный индекс, мг CO<sub>2</sub>/г C<sub>орг</sub>; C<sub>мин</sub> — содержание минерального углерода в породе, масс.%.  
 Для определения влияния температуры на протекание процесса были выполнены опыты с выбранными образцами при температуре 250, 300 и 350 °С и давлении насыщенного пара воды, а также при температуре 470 °С и давлении 100 МПа. Продолжительность экспериментов составила 7 сут. для всех значений температуры.

Результаты опытов при 470 °С показали аналитическое отсутствие углеводородов нефтяных фракций. При этом наблюдалось повышенное выделение газов, которые не были отобраны из-за особенностей аппаратуры. Это соответствует этапу высокотемпературного газообразования и не может быть исследовано применявшимися методами. При этом содержание общего органического углерода в породах изменилось незначительно. Это объясняется частичным растворением минеральной матрицы породы одновременно с выделением газов. Кероген при этом, вероятно, был существенно графитизирован. Таким образом, можно сделать вывод, что высокая температура противопоказана для выделения углеводородов нефтяных фракций из пород баженовской свиты.

Результаты экспериментов при 250, 300 и 350 °С и давлении насыщенного пара воды (двухфазная система) показаны на рис. 3 и в табл. 3. Выделение нефтяных фракций при 250 °С небольшое и не достигает 0,1 мг/л для всех образцов. При 300 °С выделение нефтяных фракций составило от 1,3 до 24,4 мг/л, при 350 °С — от 0,5 до 14,4 мг/л. Обратим внимание на то, что повышение температуры с 300 до 350 °С не приводит к увеличению извлечения нефти. Поскольку в пластовых условиях исследованных разрезов температура составляет 80–100 °С, требуется относительно небольшой прогрев для активации реакций, приводящих к извлечению нефтяных фракций.

Таблица 3

**Результаты экспериментов по выделению углеводородов нефтяных фракций из проб пород баженовской свиты, мг/г**

Эксперимент, °С	Проба			
	6452-22-м	6452-41-м-1	6452-61-м	6452-80-м-1
250	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
300	1,3	1,8	24,4	8,0
350	0,5	0,9	6,5	14,4

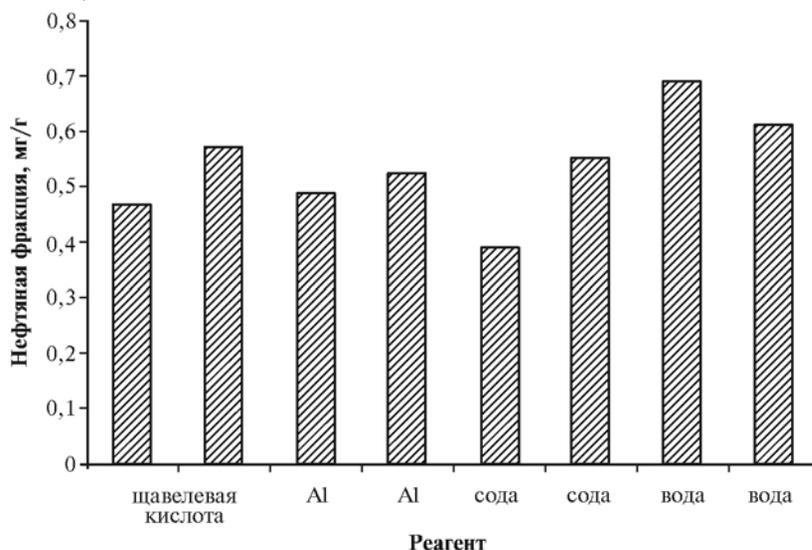


Рис. 2. Выделение нефтяных фракций углеводородов из образца пород баженовской свиты при воздействии различных реагентов

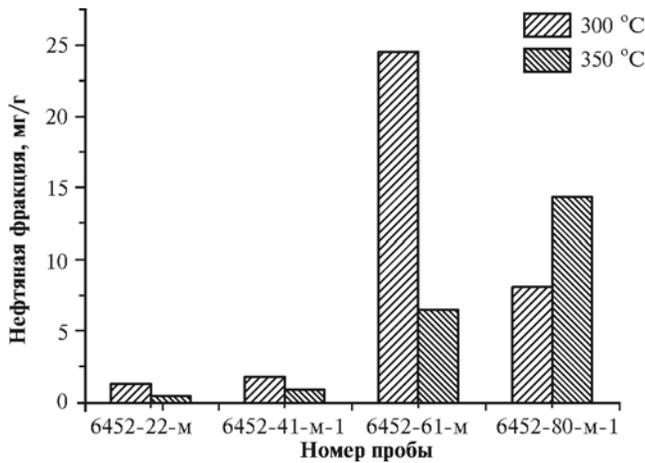


Рис. 3. Результаты экспериментов по выделению углеводородов нефтяных фракций из проб пород баженовской свиты

Таблица 4

Результаты хроматографического анализа нефтяных фракций из проб пород баженовской свиты, полученных при температуре 250 и 300 °С

Содержание, %	Проба							
	6452-22-м		6452-41-м-1		6452-61-м		6452-80-м-1	
°С	250	300	250	300	250	300	250	300
н-алканы	88,5	91,5	87,8	91,3	79,7	89,0	84,5	89,9
изопренаны	11,5	8,5	12,2	8,7	20,3	11,0	15,5	10,1

Для определения состава нефтяных фракций выполнен хроматографический анализ. Пример результатов анализа нефтяных фракций при температуре 250, 300 и 350 °С приведен на рис. 4. Содержание нормальных алканов и изопренанов в нефтяных фракциях, определенное методом жидкостной хроматографии, приведено в табл. 4. Установлено, что при температуре 250 °С профиль количественного содержания углеводородов с длиной цепи от  $C_9$  до  $C_{30}$  проходит через максимум. В системах преимущественно преобладают углеводороды  $C_{10}$ – $C_{22}$  (рис. 4, а). При повышении температуры с 250 °С до 300 °С количественное соотношение углеводородов меняется, максимум смещается влево, и в системах начинают преобладать углеводороды с длиной цепи  $C_9$ – $C_{13}$ , максимум приходится на  $C_9$  и составляет около 13% от общего числа углеводородов (рис. 4, б).

Также обратим внимание на то, что при повышении температуры от 250 до 300 °С во всех

образцах увеличивается количество нормальных алканов и уменьшается количество изопренанов. На основании этих данных можно сделать предположение, что с повышением температуры все большее количество органического компонента переходит в нормальные алканы, а длина углеводородной цепи уменьшается. Возможно, дальнейшее повышение температуры приведет к уменьшению доли нефтяной фракции и получению большей доли газообразных продуктов с длиной цепи, не превышающей  $C_5$ .

Расшифровать хроматограммы образцов, полученных при температуре 350 °С, не удалось (рис. 4, в), что, скорее всего, свидетельствует о смеси из большого числа различных органических продуктов. Также, вероятно, при высоких значениях температуры начинается процесс коксования, в результате чего получается сложная смесь заметно различающихся продуктов. В частности, из литературных данных известно, что при такой температуре получают различные ароматические соединения и асфальтены.

**Выводы.** 1. Потенциал извлечения нефтепродуктов нефтяных фракций пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии составляет до 25 мг/г или 2,5 масс.% за 7 сут., что позволяет оценить его как перспективный. Необходимы дополнительные исследования, направленные на выявление связи потенциала извлечения и геохимических характеристик пород. Определение соотношения выделения нефтяных, легкокипящих и газовых фракций требует применения специального оборудования и может повысить суммарный потенциал извлечения углеводородов.

2. Экспериментальные исследования показали, что наибольшее количество нефтяных фракций образуется за одинаковое время при температуре 300 °С. С увеличением температуры повышается газовыделение, при снижении — выход углеводородов снижается.

3. Необходимо исследование кинетики процесса извлечения углеводородов в закрытой и открытой системах, детальное исследование продуктов опытов. Это позволит получить кинетические уравнения, предсказать поведение системы во времени. Кроме того, только таким путем можно установить соотношение доли извлеченной физически связанной и синтетической нефти.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С., Хамидуллин Р.А., Корост Д.В. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне-Назымского месторождения и структура их пустотного пространства // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 4. С. 35–43.

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А., Коробова Н.И., Корост Д.В., Соболева Е.В., Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Хамидуллин Р.А., Шарданова Т.А. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами

добычи нефти из них // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 48–60.

Хамидуллин Р.А., Калмыков Г.А., Корост Д.В., Балушкина Н.С., Бакай А.И. Фильтрационно-емкостные свойства пород баженовской свиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 5. С. 57–64.

Behar F., Kressmann S., Rudkiewicz J.L., Vandenberg M. Experimental simulation in a confined system and kinetic modeling of kerogen and oil cracking. // Org. Geochem. 1992. Vol. 19, N 1–3. P. 173–189.

*Behar F., Roy S., Jarvie D.* Artificial maturation of a type I kerogen in closed system: Mass balance and kinetic modeling // *Org. Geochem.* 2010. Vol. 41. P. 1235–1247.

*Burnham A.K., Happe J.A.* On the mechanism of kerogen pyrolysis // *Fuel.* 1984. Vol. 63. P. 1353–1356.

*Ishiwatary R., Fukushima K.* Generation of unsaturated and aromatic hydrocarbons by thermal alteration of young kerogen // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1979. Vol. 43. P. 1343–1349.

*Kim N.S., Rodchenko A.P.* Organic geochemistry and petroleum potential of Jurassic and Cretaceous deposits of the Yenisei-Khatanga regional trough // *Russ. Geol. and Geophys.* 2013. Vol. 54. P. 966–979.

*Liang M., Wang Z., Zheng J.* et al. Hydrothermal pyrolysis of different kerogen types of source rock at high temperature-bulk results and biomarkers // *J. Petrol. Sci. and Engineering.* 2015. Vol. 125. P. 209–217.

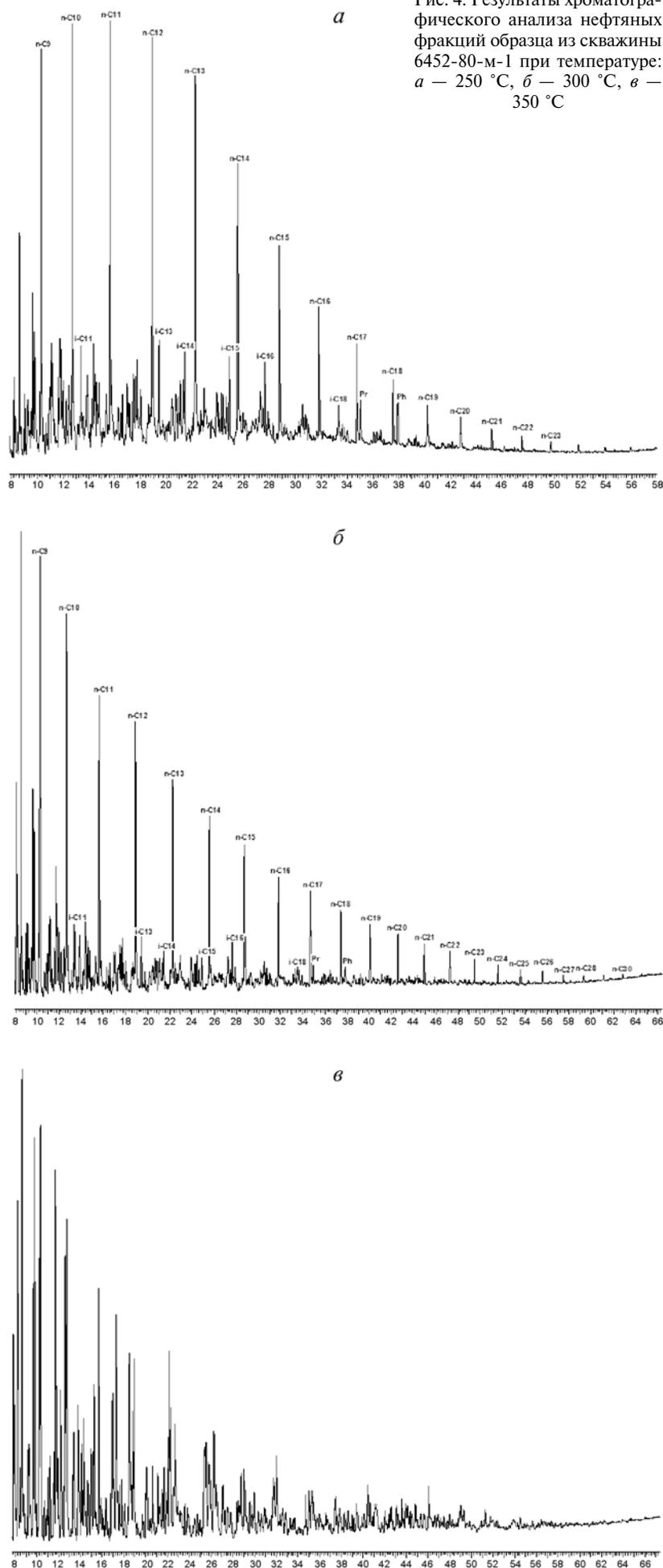
*Pan C., Geng A., Zhong N., Liu J.* Kerogen pyrolysis in the presence and absence of water and minerals: Steranes and triterpenoids // *Fuel.* 2010. Vol. 89. P. 336–345.

*Rushdi A.I., Simoneit B.R.T.* Hydrothermal alteration of sedimentary organic matter in the presence and absence of hydrogen to tar then oil // *Fuel.* 2011. Vol. 90. P. 1703–1716.

*Zhang Z., Volkman J.K., Greenwood P.F.* et al. Flash pyrolysis of kerogens from algal rich oil shales from the Eocene Huadian Formation, NE China // *Organ. Geochem.* 2014. Vol. 76. P. 167–172.

Поступила в редакцию  
30.03.2015

Рис. 4. Результаты хроматографического анализа нефтяных фракций образца из скважины 6452-80-м-1 при температуре: а — 250 °С, б — 300 °С, в — 350 °С



УДК 551.24

Н.В. Короновский<sup>1</sup>, А.А. Наймарк<sup>2</sup>, В.С. Захаров<sup>3</sup>, Г.В. Брянцева<sup>4</sup>

## О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ФИЗИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМАХ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАДАЧАХ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Рассмотрена применимость абстрактных физических механизмов в исследованиях конкретных геологических процессов. Показано, что «негеологичные» теоретические модели — важнейший компонент исходной аксиоматики для решения фундаментальных и прикладных задач динамической геологии. Обсужденные «простые» механизмы адекватно объясняют сложную детерминированно-хаотическую динамику нелинейных процессов тектонического разрывообразования и непредсказуемость геокатастроф в грубодискретной фрактальной геосреде.

*Ключевые слова:* геологический и физический механизмы, фрактальная геосреда, детерминированно-хаотическая динамика, тектоническое разрывообразование.

Applicability of the abstract physical mechanisms in researches of concrete geological processes is considered. It is shown, that the «far from georeality» theoretical models are the significant component of departure axiomatics for the decision of fundamental and applied problems of dynamic geology. The discussed «simple» mechanisms adequately explain complicated deterministic-chaotic dynamics of nonlinear processes of tectonic faulting and unpredictability of the geocataclysms in the rough-discrete fractal geomedium.

*Key words:* geological and physical mechanisms, fractal geomedium, deterministic-chaotic dynamics, tectonic faulting.

**Введение.** Важнейшая задача динамической геологии на пути к прогнозам и реконструкциям хода геологических процессов — выяснение их механизмов. Не наблюдаемые ни в природе, ни в лаборатории и не выводимые непосредственно из эмпирических данных механизмы представляют собой априорно задаваемые теоретические модели, которые можно проверить некоторыми опытными фактами, а затем, при положительных результатах, использовать как основу прогнозных и реконструктивных интерпретаций других фактов.

Но правомерность и эффективность такого способа научного познания реальности нередко вызывают у геологов сомнения, недоверие и даже отторжение. В основе этого — убежденность в глубокой специфике геологии как науки, где «... теоретический подход гипнотизирует и парализует пытливость и оригинальность творческого подхода...», тогда как «...объективно собранные и по правильной методике обобщенные факты сами выведут на то или иное истолкование...» [Фролов, 2004, с. 104]. «Главная опасность в упрощенчестве, в сведении сложных явлений, процессов и задач геологии к простым механическим или физическим» [там же, с. 8], а «главная задача... — построе-

ние не теоретической, а фактической истории...» [там же, с. 88].

Насколько оправданны подобные утверждения, как и зачем выявляются механизмы «сложных» геологических и «простых» механических и физических процессов, какова действительная роль опытных фактов и теоретических моделей, каковы требования к таким моделям и к проверке их адекватности?

**Динамическая геология — от наблюдения к гипотезе, от описания к механизму.** В геологии исторически сложилась традиция: при рассмотрении хода и результатов любых исследований начинать с фактического материала — данных полевых наблюдений и лабораторных экспериментов. Их качество и количество играют значительную, а порой и решающую роль не только в итоговых, но и в априорных оценках выполненных работ. Если некоторый солидный набор карт, разрезов, описаний, аналитических данных отсутствует или представляется недостаточным, полученные выводы — еще до обсуждения их по существу — полагают сомнительными или отвергают. Но даже самые полные и детальные наблюдения и описания не приводят к геологическим прогнозам и рекон-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, зав. кафедрой, проф., докт. геол.-минерал. н.; e-mail: koronovsky@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: fnaim@ya.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: vszakharov@yandex.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: bryan@geol.msu.ru

струкциям. Для этого необходимо еще понять, как зарождаются и эволюционируют различные природные обстановки и как в них подготавливаются и совершаются те или иные события.

Геологи, наблюдая, анализируя, интерпретируя размеры, конфигурацию, состав и внутреннее строение геологических тел, амплитуду и ориентировку дислокаций, определяя их ранговые, типологические и возрастные соотношения, делают заключение об интенсивности, пространственно-временной изменчивости, индивидуальной и совокупной роли различных факторов, т.е. о *причинах* конкретных геологических процессов в конкретных районах. Результирующие описания (их примеры можно найти почти в каждой геологической работе) — не что иное, как качественно или количественно выраженные представления о *геологических механизмах* (ГМ).

Но сами геологи считают это недостаточным. По [Жуков, 1978, с. 62], «...генетические построения геологии весьма далеки от того, что подразумевает понятие механизма; они не удовлетворяют... требованиям прикладной геологии». Тем не менее «...при всем несовершенстве, объяснительной беспомощности, неконструктивности генетическая геология была и остается фундаментальной... составляющей наук о Земле» [там же]. Вот почему геологи стремятся узнать еще и «*физический механизм*» (ФМ). Предполагается, что он, будучи основан, как и ГМ, на результатах детальных полевых и экспериментальных исследований, будет, с одной стороны, учитывать роль если не всех, то наиболее существенных, по мнению геологов, факторов, контролирующих исследуемые процессы. С другой стороны, такой механизм, будучи «физическим», даст более фундаментальные и строго обоснованные объяснения того, «как все происходит на самом деле», а значит, — более точные и надежные прогнозы и реконструкции, нежели экстраполяции эмпирических геологических данных. Естественно, что в таких случаях обращаются к физикам.

Однако, узнав их соображения на этот счет, геологи нередко чувствуют себя обманутыми в своих ожиданиях. Так, например, в ответ на вопрос о ФМ сейсмогенного тектонического разрывообразования следует более или менее обширный комментарий к рисункам с изображениями доски с грузиками на ней, соединенными пружинками между собой и с верхней доской, которая перемещается параллельно нижней.

**Физические механизмы как абстрактные модели.** Приведем ряд типичных простых примеров и кратких поясне-

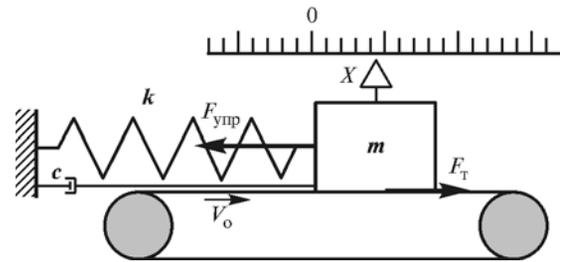


Рис. 1. Физический механизм знакопеременных горизонтальных сдвигов блока по разлому [Вадковский, Захаров, 2002] (здесь и далее — объяснения см. в тексте)

ний к ним на основе работ [Вадковский, Захаров, 2002; Захаров, 2011], к которым адресуем читателей за более подробными и строгими описаниями.

**Пример 1. Скачкообразные периодические горизонтальные сдвигания блока по разлому** — давний объект теоретического и экспериментального тектонофизического моделирования. Рассмотрим динамику системы (рис. 1), которую обычно используют при изучении трения (блок на движущейся ленте). К неподвижному основанию прикреплен пружиной с жесткостью  $k$  и демпфером блок массой  $m$ , лежащий на горизонтальной ленте транспортера, которая движется с постоянной скоростью  $V_0$ . Между лентой и блоком действует сила «сухого» трения, которая зависит от их относительной скорости, добавляет в систему энергию и возбуждает колебания блока. Закон «сухого» трения *нелинейный* — при увеличении относительной скорости коэффициент трения сначала уменьшается, затем становится постоянным, а при дальнейшем увеличении скорости может снова возрасти [Основы..., 2001]. Тело увлекается лентой («тектоническая сила») из положения равновесия, но этому поступательному движению препятствует пружина, которая срывает тело с ленты, когда сила упругости превышает силу трения. В некоторый момент значения скорости груза и ленты сравниваются, сила трения резко возрастает, груз «прилипает» к ленте, и они начинают двигаться вместе до следующего срыва. Такое поведение называется *прилипание–скольжение* (stick — slip). Блок совершает строго периодические, но негармонические колебательные движения с частотой, близкой к собственной частоте (рис. 2, а). На фазовой диаграмме (рис. 2, б) фиксируются положения груза в фазовом пространстве, координаты

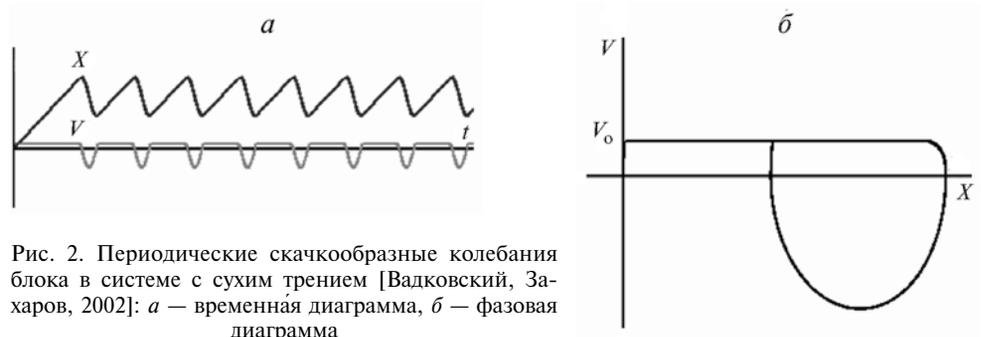


Рис. 2. Периодические скачкообразные колебания блока в системе с сухим трением [Вадковский, Захаров, 2002]: а — временная диаграмма, б — фазовая диаграмма

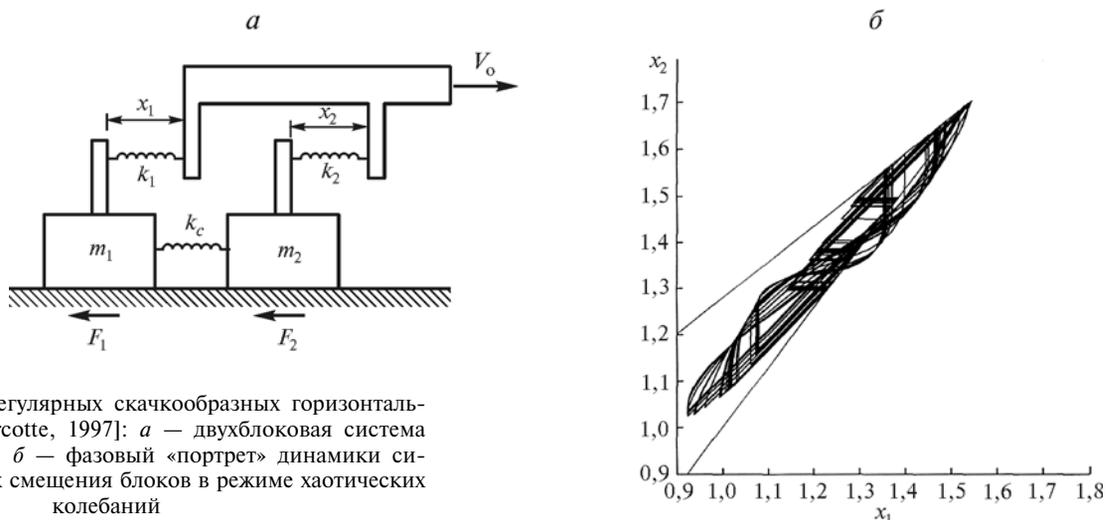


Рис. 3. Модель нерегулярных скачкообразных горизонтальных сдвигов [Turcotte, 1997]: *a* — двухблочная система Барриджа–Кнопова; *б* — фазовый «портрет» динамики системы в координатах смещения блоков в режиме хаотических колебаний

натами которого являются смещение и скорость ( $x, V$ ). Горизонтальная часть графика соответствует стадии «прилипания». По современным представлениям, именно с механизмом таких — *фрикционных* — автоколебаний связано возникновение землетрясений [Burrige, Knopoff, 1967]. Главное здесь — сухое трение, т.е. превышение «трения покоя» над «трением скольжения» и уменьшение силы трения при увеличении скорости, причем вид описывающей функции не столь важен.

**Пример 2. Механизм нерегулярных скачкообразных сейсмогенных горизонтальных сдвигов блоков по разлому.** Динамика рассмотренной в примере 1 модели кажется слишком простой для представления сеймотектонического процесса, поскольку все срывы блока (т.е. модельные землетрясения) в ней происходят строго периодически и предсказуемо. Однако добавление в систему второго блока (рис. 3, *a*) качественно меняет ее поведение [Turcotte, 1997]. Здесь  $k_c, k_1 = k_2 = k$  — жесткость пружин, моделирующих силы упругой связи блоков между собой и с ведущим блоком;  $F_1$  и  $F_2$  — силы нелинейного сухого трения, действующие на основания первого и второго блоков. Блоки в системе взаимодействуют — движение одного блока может вызвать срыв другого и наоборот. В зависимости от значений управляющих параметров (жесткость пружин, значения коэффициента трения, скорость ведущего блока) в системе возможны как периодические, так и *хаотические*, т.е. *непредсказуемые* режимы. На рис. 3, *б* представлен фазовый портрет системы в координатах смещения блоков ( $x_1, x_2$ ) в режиме хаотических колебаний. Таким образом, автоколебательная система всего из двух блоков с нелинейным сухим трением демонстрирует хаотическое поведение. Очевидно, что большее число элементов усложнит динамику таких систем еще сильнее.

**Пример 3. Скачкообразные сейсмогенные горизонтальные сдвигания системы блоков по разлому.** Механизм возникновения разнопериодных и разноамплитудных колебаний и резких сейсмогенных

подвижек представлен системой сцепленных между собой блоков, лежащих на поверхности (рис. 4, *a*), движущейся с постоянной скоростью. На каждый блок действуют упругие силы со стороны соседних блоков, вязкая сила сопротивления среды и сила сухого трения со стороны подстилающей поверхности. Скачки скорости отдельных блоков вызывают смещения соседних, со временем эти возмущения затухают. Момент времени появления каждого скачка и знак смещения непредсказуемы. Скачку не предшествует какое-либо особое поведение. Сколь угодно малое изменение начальных условий не приводит к качественному изменению поведения блоков, но последовательность скачков во времени становится совершенно другой (рис. 4, *б*).

Предложено множество разнообразных моделей, развивающих подход Р. Барриджа и

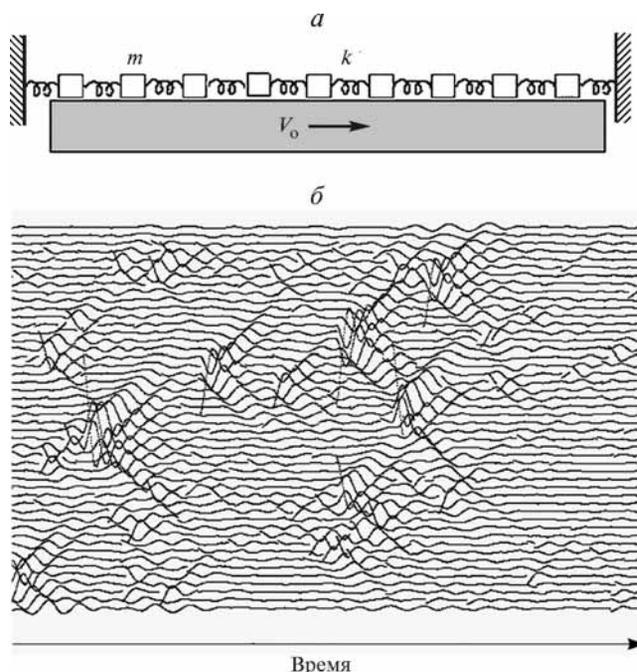


Рис. 4. Модель движения системы блоков по разлому [Валковский, Захаров, 2002; Захаров, 2011]: *a* — вид модели, *б* — временная развертка смещений для 50 блоков

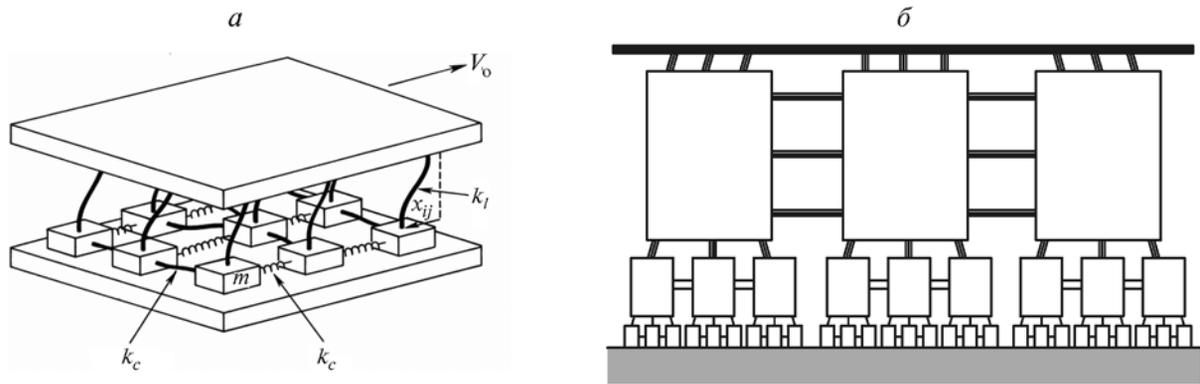


Рис. 5. Развитие модели Барриджа–Кнопова: *а* — двухмерная модель Теркотта, по [Turcotte, 1997]; *б* — иерархическая модель, по [Schmittbuhl et al., 1996]

Л. Кнопова. В работе [Turcotte, 1997] рассмотрен двухмерный вариант модели (рис. 5, *а*), демонстрирующей поведение, называемое *самоорганизованной критичностью* (СОК) [Bak, Tang, 1989]. Результаты моделирования ее динамики широко используются для объяснения особенностей сейсмического процесса. Существует также иерархическая (рис. 5, *б*) модификация модели Р. Барриджа и Л. Кнопова [Schmittbuhl et al., 1996].

**Пример 4. Скачкообразные вертикальные смещения системы блоков по разлому.** В модели предгорных зон система блоков, ограниченных субвертикальными разломами, относительно слабо связанных друг с другом (в основном силами трения) и «плавающих» в вязкой среде, близка к равновесию [Короновский, Захаров, 2000]. Каждый блок соприкасается и взаимодействует с соседними и с одним крупным блоком воздымающегося орогена (рис. 6, *а*). Последний вовлекает в поднятие соседние блоки благодаря силам трения, нелинейность которых делает движение блоков весьма сложным. Наряду с осцилляциями, определяемыми собственной частотой каждого блока, возникают неперiodические колебания (с большим на порядок характерным временем) около одного, двух, иногда трех положений равновесия, перескоки между которыми непредсказуемы (рис. 6,

*б*). Отдельные блоки ведут себя относительно независимо, соседние блоки участвуют в «перескоках» и в одинаковом, и в противоположных направлениях. Иногда некоторые блоки объединяются в совместных колебаниях, затем разобщаются. Малые изменения параметров скорости и трения меняют поведение каждого блока, но общий режим «детерминированного хаоса» сохраняется.

**Об абстрактности и «негеологичности» физических механизмов.** По [Жуков, 1978], механизмы объясняют, почему и как зарождается и развивается тот или иной процесс. В методологии естественных наук объяснить какое-либо явление означает подвести его под действие определенного (в

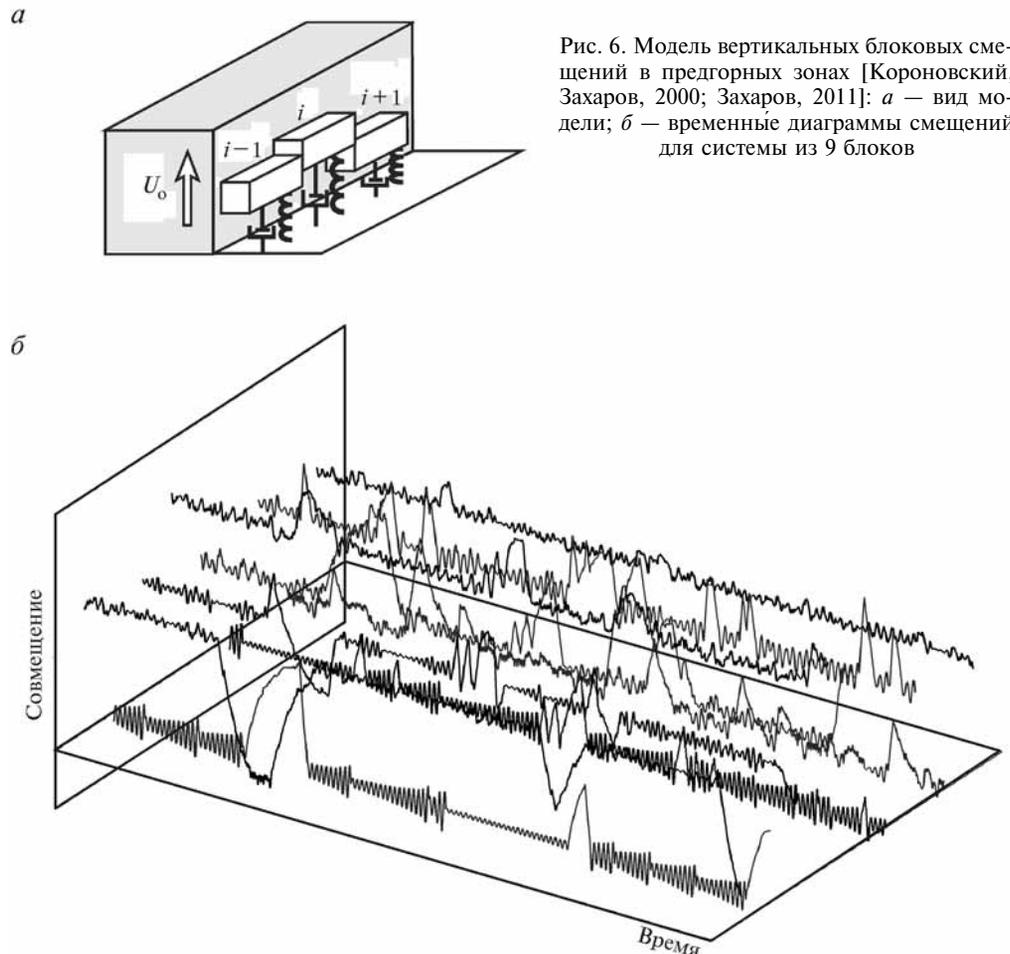


Рис. 6. Модель вертикальных блоковых смещений в предгорных зонах [Короновский, Захаров, 2000; Захаров, 2011]: *а* — вид модели; *б* — временные диаграммы смещений для системы из 9 блоков

данном случае физического) закона. Единственная возможность сделать это — взглянуть на исследуемый геологический процесс как на физический, т.е. такой, в котором участвуют физические тела в физических полях. Именно это мы и видим в вышеописанных моделях. Их основные отличия от ГМ — формализованность, строгая заданность начальных и граничных условий, сведение разнообразных конкретных геологических тел, дислокаций и сил, взаимодействующих по общепризнанным законам механики, к весьма общим физическим абстракциям. Такие упрощения делают теоретические физико-механические модели негеологичными — трудно сопоставимыми с ГМ, где попытки эмпирически учесть максимально большое число действующих факторов сочетаются с эмпирическими оценками их влияния. Вместе с тем ФМ более фундаментальны (универсальны), т.е. адекватны в более широком диапазоне реальных условий, чем ГМ.

Как подобные теоретические модели воспринимаются геологами-практиками? Опытный геолог, в течение многих лет искавший и фиксирующий в полевых условиях малейшие детали строения и распространения разнотипных и разномасштабных сейсмодислокаций, сопоставлявший особенности их размещения в пределах разных по составу и возрасту породных комплексов, склонен рассматривать представленные выше простые схемы как недоразумения. Он не усматривает в этих абстракциях никакой связи с основой любых геологических построений — с фактами, ни с результатами наблюдений, которые оказались ненужными, ни вообще с какими-либо изучавшимися непосредственно в поле особенностями геологического строения, которые могли бы иметь отношение к разрывам и землетрясениям. Вместо очевидной для геолога необходимости первоочередного анализа геологических данных он видит оторванное от конкретных природных условий теоретизирование, а затем с позиций этих заранее заданных абстрактных схем предвзятый анализ базового — в его понимании — фактического материала. В результате вместо ожидавшихся эффективных прогнозных рекомендаций получаются выводы о хаотичности и непредсказуемости того, *что* геологи надеялись с помощью физиков научиться надежно прогнозировать. В свою очередь физик не может понять ни то, почему представленная им схема не принимается как механизм, ни то, зачем нужны детальные полевые описания конкретных дислокаций.

Сказанное отражает, быть может несколько утрированно, глубокую пропасть между гипотетико-дедуктивной методологией научных исследований в физике и традиционными представлениями геологов о том, какой должна быть методология исследований в геологии. Интуитив-

ному, но объективно оправданному стремлению геологов узнать ФМ процесса нередко сопутствует неясность как самого этого понятия, так и того, каким образом и с какой целью должна решаться поставленная задача.

При этом геологи вовсе не оспаривают того, что на предлагаемой физиками теоретической основе можно прийти к «пессимистическим» и даже «агностическим» выводам. Но представляется сомнительной правомерность принятия таких исходных допущений и адекватности столь абстрактных моделей геологической реальности. Предполагается, что в них не учтены некие существенные особенности моделируемых процессов, из-за чего последние и представляются непредсказуемыми. Наиболее часто негеологичность усматривается в чрезмерной общей упрощенности, в недостаточности объема и детальности необходимых наблюдательных и экспериментальных данных. Не осознается, что, «...любые теоретические исследования, фундаментальные (генетические) и прикладные (предсказательные) построения в геологии суть логические конструкции...» [Жуков, 1978, с. 63]. Отмечалось также [Егоров, 2004], что в геологии сохраняется приоритетность «объективных» описаний реальности безотносительно к какой-либо «заранее заданной» генетической схеме, якобы мешающей беспристрастному отбору структурных фактов, из которых и должна была бы выводиться генетическая теория. Между тем на деле «...большинство геологических теорий формулируется как генетические концепции... Господство в практике наук о Земле генетического подхода есть следствие того, что реальные процедуры исследования в геологии, как и в любой другой отрасли естествознания, основаны на гипотетико-дедуктивном методе исследования (что бы при этом ни думали как отдельные методологи наук о Земле, так и исследователи-практики)» [там же, с. 77–78].

В свете последнего замечания Д.Г. Егорова может показаться, что неприятие геологами абстрактных физических моделей — всего лишь декларативная дань традиции, не снижающая результативности практической работы. Однако если гипотетико-дедуктивная (а не традиционная индуктивно-эмпирическая) методология и применяется в геологии, то в значительной степени интуитивно, неосознанно, а значит, с неизбежными существенными потерями эффективности.

**О гипотетичности физических механизмов.** Насколько убедительны выводы о геологических процессах, получаемые на основе знания их физических механизмов? Сомнения, связанные с упрощенностью моделей, снимаются тем, что если непредсказуемость проявлена в действии даже самых простых, «далеких от геологической реальности» физических механизмов, то почему бы она не сменилась предсказуемостью в неизмеримо более

сложных «реальных» системах? Что же касается ожидания надежных предвестников геокатастроф, то это подразумевает возможность обнаружения таких признаков (аномалий) предстоящих сильных и опасных событий, масштаб и интенсивность которых контрастно выделяли бы их среди предвестников несильных и неопасных явлений. Но это маловероятно в условиях грубо-дискретного самоподобия геосреды и иллюстрируется отсутствием четкой ступенчатости на графиках повторяемости землетрясений, билогарифмической линейностью (гладкостью) закона Гутенберга–Рихтера [Садовский, Писаренко, 1991].

В возможных эмоциональных оценках геологами физических моделей справедливо лишь то, что эти модели, действительно, строятся теоретически. Такая работа, по определению, начинается не с анализа конкретных опытных фактов, а с формирования исходных «аксиом» — отбора соответствующих решаемой проблеме, обоснованных и общепризнанных весьма общих положений эмпирических обобщений и законов физики с логически вытекающими из них следствиями. Затем также логически, но уже с более или менее полным — в зависимости от характера задачи — учетом условий конкретных районов выводят теоретически возможные варианты возникновения и развития интересующего процесса. Однако в естественных науках такие варианты, даже при адекватности исходных положений и логической корректности выводов, представляют собой лишь гипотезы, требующие опытной проверки. При этом особенно важны факты, не подтверждающие, а, напротив, противоречащие проверяемой гипотезе и тем самым заставляющие ее корректировать. Это приводит к вопросу: что геологи готовы признать фактами, а что — нет?

**О фактах опытных и теоретических.** Относятся ли к фактам, например, выявленные в конкретном районе структурные парагенезы, поля тектонических напряжений, стадии структурообразования или осадконакопления? Нередко относят. Так, например, по [Буртман, 1978, с. 27], необходимо согласовать между собой следующие факты: наличие на континентах стационарной сети разломов четырех–шести направлений; подчинение смещений по ним в определенные эпохи единой закономерности; возможность поворотов континентов и их частей в горизонтальной плоскости на любой угол. По [Ребецкий, Алексеев, 2014, с. 29], из анализа напряженного состояния земной коры Памира «...следует, что напряжение максимального сжатия, действующее вертикально в коре Высокого Памира, больше, чем напряжение максимального сжатия, действующее горизонтально в коре его ближайшего окружения. Этот факт означает, что горизонтальное сжатие не является фактором, обеспечивающим современное поднятое состояние Памира». По [Фролов,

2004, с. 59–61], очевидные геологические факты, противоречащие положениям тектоники литосферных плит, — новообразованность окраинных морей на восточных краях Азии и Австралии и выраженность тенденции к деструкции континентов океаном; уточнение в направлении к океану докембрийского или палеозойского геосинклинального фундамента большинства островных дуг, которые, следовательно, заложились на континентальной коре; длительность прогревания коры континента мантийными диапирами, массовый рифтогенез и тафрогенез; трапповый тип базальтов дна океанических котловин, а в основании их чехла — большие площади континентальных и мелководных осадков. При этом, говоря об успешности традиционного, фактологического способа построения геологической истории, создающего, в отличие от теоретического метода, «надежный фактуальный каркас» палеогеографических построений, В.Т. Фролов подчеркивает их нестрогую проверяемость, недоказуемость и непроверяемость, лишь вероятностную реализуемость воссоздаваемых ситуаций [Фролов, 2004, с. 72].

Вполне очевидно, что все вышеупомянутые геоструктурные геодинамические и геоисторические обстановки и события не могут быть установлены непосредственно в опыте как факты, они — результат непростых, неоднозначных истолкований того, что, будучи зафиксировано наблюдателем, самой природой никак не названо, не определено, не классифицировано. Таким образом, якобы *фактуальные* выводы в приведенных выдержках на деле являются *интерпретациями* предыдущих истолкований непосредственно увиденного и описанного. Даже в совсем простых констатациях (известняк, антиклинальная складка, надвиг) якобы чисто эмпирические факты не отделимы от интерпретации. Они — *не фрагменты сам й реальности*, зафиксированной «объективно и достоверно», что невозможно, а введены в исследование как *наши высказывания* о ней, заведомо неабсолютно объективные и достоверные. Если же они не только обоснованы в опыте, но и встроены в систему теоретических представлений, их рассматривают как теоретические факты.

Непривычное и даже странное для геологов понятие «*теоретический факт*» введено в науку в начале прошлого века французским физиком-теоретиком П. Дюгемом [Дюгем, 2011]. По его мнению, в наблюдениях мы соприкасаемся не с самой реальностью непосредственно, а с ее чувственными проявлениями; эксперимент — не только наблюдение фактов, но и их истолкование на основе общепризнанных теорий, поэтому смысл опыта связан с конкретной реальностью многочисленными и сложными теоретическими звеньями. Физический опыт и простая констатация факта — совершенно разные понятия. Теоретическое истолкование дает возможность более глубокого и

детального анализа явлений, чем обыкновенный здравый смысл. Теоретический же факт в точных науках — это группа теоретических (математических) данных, заменяющих конкретный факт в рассуждениях и вычислениях.

В естествознании понятие теоретического факта уже давно используется в более широком смысле как данные наблюдения или эксперимента, ассимилированные определенной теоретической концепцией [Черняк, 1986]. В современной методологии науки общепризнано: нет фактов свободных от их смысла и понимания. Роль теоретического истолкования проявляется в любом наблюдении, измерении, эксперименте.

**Механизмы и проблема предсказуемости геологических процессов.** К каким же выводам о механизмах приводит оперирование теоретическими фактами? Что такое механизм вообще, геологический и физический механизмы в частности? По [Жуков, 1978, с. 63], в естественных науках представления о сущностях природных явлений выражены в абстрактном понятии механизма — системы конечного числа определенным образом взаимосвязанных факторов, контролирующих или как минимум позволяющих предвидеть ход и результаты соответствующего процесса. Механизм как причина явлений — это не объект, а модель взаимодействия объектов. Соответственно задачи геологии как науки сводятся к построению формализованных механизмов природных явлений, в частности на основе моделей физики.

Термин «физический» в геологическом обиходе обычно означает реально существующий и действующий, в отличие от абстрактно мыслимого, воображаемого. Более строго этот термин указывает на принадлежность к области физики, исследующей физическую реальность. Последняя же в научном понимании, по [Философский..., с. 693], есть система теоретических объектов, характеризующая ненаблюдаемую сущность явлений через призму физических теорий. Этим она отличается от объективной реальности, ни от каких теорий не зависящей.

Соответственно геологические механизмы должны бы отражать геологическую реальность с позиций теоретических представлений геологии. Однако ввиду крайней неразвитости таких представлений соответствующие модели отличаются детальностью и конкретностью, т.е. адекватностью частным случаям, что не позволяет, в отличие от моделей физики, получить обоснованные ответы на фундаментальные вопросы науки геологии. Так, по В.Т. Фролову [2004], фактологическая геоистория складывается из последовательностей слоев, магматических тел и других структурных единиц. Осмысленные и расшифрованные исторически, они связываются в последовательность этапов или в непрерывный процесс с чертами преемственности и унаследования, образуя фактуальный

каркас. Но, как уже упоминалось, именно такие построения, по В.Т. Фролову, нестрого проверяемые, недоказуемы и неопровергаемы.

Возможны и разрабатываются модели, называемые — в зависимости от превалирования геологических или физических аспектов — физико-геологическими и геолого-физическими соответственно. В первых могут быть приняты во внимание результаты эмпирических геологических исследований. Вторые же учитывают важные для решаемой задачи свойства конкретных геологических процессов, строясь главным образом на основе фундаментальных представлений физики (механики). Такие модели представляют собой «динамические системы» — термин, применяемый там, где скорость изменения переменных, характеризующих состояние системы, зависит от самих переменных. Математическое выражение динамических систем — уравнения или системы уравнений, описывающие изменения во времени переменных и их производных. В этих уравнениях заданы параметры, не зависящие от времени, и функции, которые связывают переменные и параметры.

Примеры наиболее простых геолого-механических моделей — упомянутые схемы с грузиками и пружинками. Их познавательная ценность и геологичность кроются прежде всего в том, что моделируются фундаментальные естественные особенности взаимных смещений геологических блоков, их детерминированно-хаотический, нерегулярно-прерывистый, необратимый характер. Из этого вытекает вывод о принципиальной непредсказуемости места, времени и силы отдельных срывов разноранговых неровностей сместителя в ходе таких смещений.

Ниже приведены положения, которые, имея статус теоретических фактов, уже не нуждаются — на достигнутом уровне знаний — в дополнительных подтверждениях опытными фактами, а их несоответствия таким фактам единичны и случайны [Короновский, Наймарк, 2012, 2013; Наймарк, 1998, 2003].

1. Сейсмичность — непосредственное проявление тектонического разрывообразования в условиях близкритической напряженности фрактально и грубо-дискретно структурированной геосреды.

2. Указанный процесс нелинейный, бифуркационный и отражает детерминированно-хаотическое функционирование сильнонеравновесных тектонодинамических систем, чрезвычайно чувствительных к малейшим изменениям начальных условий. На пути от микрорастрескивания к возникновению магистрального сейсмогенного разрыва процесс проходит множество бифуркаций с непредсказуемым — ввиду конечной точности задания начальных условий — выбором некоторой одной из теоретически возможных траекторий дальнейшего развития на каждом шаге.

3. Каждый акт разрывообразования рождает каскады вторичных, третичных и т.д. нарушений, непредсказуемо перестраивая структуру и локальные поля напряжений более высоких рангов, соответственно меняя всякий раз условия образования более поздних разрывов. Перекрытия внутри- и межранговых размеров дислокаций и динамических аномалий препятствуют их надежной масштабной и возрастной идентификации.

4. Функционирование сейсмотектонической системы как реализации множества подобных самопроизвольных, нерегулярных, иерархически соподчиненных циклов снимает проблему однозначной квалификации ее поведения в целом как детерминированно или вероятностно предсказуемого либо как абсолютно разупорядоченного. Вместо этого возникает проблема выделения в общей схеме детерминированно-хаотического поведения — в том или ином объеме, на том или ином масштабном уровне — пространственных областей и временных интервалов (фаз) предсказуемости с соответствующими условиями прогнозирования тех или иных показателей сейсмогенности.

5. Стесненность подвижек, перестройки напряжений и разупрочненности, неизбежность разворотов разномасштабных блоков в открытой, сильнонеравновесной, глубоко иерархичной тектонодинамической системе не могут в принципе не менять теоретическую схему кинематической и возрастной разрешенности смещений при однородном нагружении, принимаемую на основе модели сплошной среды. Так, в частности, при многократном раскалывании заданного объема образованию каждого позднейшего макроскола сопутствует вторичное упрочнение ранее возникших нарушений с утратой ими подготовленности к повторным подвижкам.

**Заключение.** Абстрактные, негеологические физические механизмы — необходимый и важнейший компонент исходной аксиоматики при решении задач динамической геологии, в частности при прогнозе подготовки, реализации и последствий

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Буртман В.С.* Стационарная сеть разломов континента и мобилизм // Геотектоника. 1978. № 3. С. 26–37.

*Вадковский В.Н., Захаров В.С.* Электронное учебное пособие «Динамические процессы в геологии» // Мат-лы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. С. 86–89.

*Дюгем П.* Физическая теория: Ее цель и строение. М.: КомКнига, 2011. 328 с.

*Егоров Д.Г.* Изменение парадигм в современных науках о Земле. М.: Академия, 2004. 183 с.

*Жуков Р.А.* Системный подход и методологические резервы теоретической геологии // Методы теоретической геологии. М.: Недра, 1978. С. 24–80.

*Захаров В.С.* Модели сейсмотектонических систем с сухим трением // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. 22–28.

сейсмогенного тектонического разрывообразования. Так, из сказанного следует, что никакой естественный макроразрыв не может образоваться непосредственно в изначально *квазисплошной* среде. Она на стадии предразрушения непременно перестраивается в *грубодискретную фрактальную*. Там возникают, а в итоге и соседствуют с итоговым макроразрывом множественные разновеликие микро- и мезомасштабные нарушения, более или менее рассредоточенные при объемно распределенном нагружении и сосредоточенно локализованные при разнонаправленном плоскостном нагружении (срезании).

Любая задаваемая в модельном квазисплошном блоке сетка разрывов, не будучи самоорганизованной, неизбежно искажает ход и результаты последующего деформирования и разрушения, которые чрезвычайно зависят от малейших различий модельной и природной структуры. В реальной самоструктурированной среде разрывы воспринимают нагрузку, реагируют на нее и взаимно конкурируют при разрастании кардинально по-другому из-за невоспроизводимых в моделях особенностей множественных подсечений, причленений, пересечений более мелкими разноранговыми нарушениями, возникшими на ранних стадиях предразрушения. В зависимости от малейших вариаций морфологии, расположения, кинематики таких сочленений, а соответственно и от непредсказуемых перестроек полей разноранговых напряжений возникающие деформации и перемещения, а значит, ориентация, расположение и размер итогового макроразрыва будут крайне неустойчивы и в повторных экспериментах невоспроизводимы.

При этом любые усложнения модельной структуры в целях приближения экспериментальных результатов к наблюдаемым в геологической реальности не опровергнут, а, напротив, только дополнительно подтвердят вышеизложенные фундаментальные положения и вытекающие из них выводы.

*Короновский Н.В., Захаров В.С.* Колебания блоков земной коры южного края Скифской плиты (Северное Предкавказье) в связи с образованием передовых прогибов // Мат-лы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 232–235.

*Короновский Н.В., Наймарк А.А.* Непредсказуемость землетрясений как фундаментальное следствие нелинейности геодинамических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 6. С. 3–10.

*Короновский Н.В., Наймарк А.А.* Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости // Вестн. КРАУНЦ. 2013. Вып. 21, № 1. С. 152–161.

*Наймарк А.А.* Физический механизм и проблема прогнозируемости сейсмогенного макроскалывания в структурированной среде (теоретические аспекты) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 4. С. 20–26.

*Наймарк А.А.* Сценарий возникновения тектонодинамического детерминистского хаоса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 5. С. 22–31.

Основы трибологии (трение, износ, смазка) / Под ред. А.В. Чичинадзе. М.: Машиностроение, 2001. 664 с.

*Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Поле современных тектонических напряжений Средней и Юго-восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 5 (1). С. 257–290.

*Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Философский энциклопедический словарь. М.: Сов. энциклопедия, 1989. 815 с.

*Фролов В.Т.* Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. 128 с.

*Черняк В.С.* История. Логика. Наука. М.: Наука, 1986. 372 с.

*Bak P., Tang C.* Earthquakes as a self-organized critical phenomenon // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, N B11. P. 15635–15637.

*Burridge R., Knopoff L.* Model and theoretical seismicity // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1967. Vol. 57, N 3. P. 341–371.

*Schmittbuhl J., Vilotte J.-P., Roux S.* Velocity weakening friction: A renormalization approach // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, N B6. P. 13911–13917.

*Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Second edition. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 398 p.

Поступила в редакцию  
30.03.2015

УДК 550.38435:551.71

Н.В. Лубнина<sup>1</sup>, А.Ю. Бычков<sup>2</sup>

## МАГНИТОТАКТИЧЕСКИЕ БАКТЕРИИ И БИОМАГНЕТИЗМ: КРИТЕРИИ ОТБОРА ОБРАЗЦОВ ДЛЯ НАЦИОНАЛЬНОГО БАНКА-ДЕПОЗИТАРИЯ ЖИВЫХ СИСТЕМ<sup>3</sup>

Магнитотактические бактерии, продуцирующие в ходе своей жизнедеятельности наноразмерные кристаллы магнетита или грейгита (либо оба минерала) внутри клеток, играют важную роль в биогеохимических процессах, например в круговороте железа и серы, а также в процессах приобретения осадочными породами естественной остаточной намагниченности. Несмотря на десятилетия исследований, знания об их распространении и экологии по-прежнему ограничены. Приведены принципы выбора образцов для национального банка-депозитария живых систем на основе петро-палеомагнитных методов исследования продуктов биоминерализации.

*Ключевые слова:* биомагнетизм, магнитотактические бактерии, депозитарий живых систем.

Magnetotactic bacteria produce nanosized crystals of magnetite or greigite (or both minerals) inside the cell and play an important role in biogeochemical processes, for example for iron and sulfur, as well as magnetization of sedimentary rocks forming. Despite decades of research, knowledge about their distribution and ecology are still limited. The principles of samples selection for national biobank-depository of the living systems is described using petro- and paleomagnetic methods.

*Key words:* biomagnetism, magnetotactic bacteria, biobank-depository of the living systems.

**Введение.** Магнитотактические бактерии в последнее время находят все большее применение в различных областях науки, в том числе в геоэкологии, минералогии и биомагнетизме, кристаллографии, биохимии и биомедицине, физике и даже астробиологии. Открытие в 1975 г. выпускником Массачусетского университета Р. Блейкмором магнитотактических бактерий послужило толчком к развитию нового направления в науке — биомагнетизма [Blakemore, 1975]. Исследования показали, что несколько видов бактерий, выделенных из болотного ила, перемещались преимущественно на север по магнитному меридиану и в сторону поверхностных слоев воды [там же]. Источник магнетизма этих бактерий — чистый магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), который они синтезируют из железа в ходе своей жизнедеятельности [Evans, Heller, 2003].

Различают два способа образования магнетита бактериями — ВИМ (*biologically induced mineralization*) и ВОМ (*biologically organized mineralization*). При образовании ВИМ-магнетита его состав, кристаллографическая форма, размер и пространственная организация магнитных зерен не контролируются жизнедеятельностью бактерии. Магнитотактические бактерии этой группы (например, *Geobacter metallireducens*) в ходе жизнедея-

тельности используют аморфный гидроксид железа ( $\text{Fe}^{3+}$ ) и производят восстановленное железо  $\text{Fe}^{2+}$ , которое откладывается в окружающую среду в виде магнетита [Evans, Heller, 2003]. Магнитные зерна, продуцируемые такими бактериями, обычно плохо раскристаллизованы, имеют неправильную форму и широкий диапазон размеров магнитных зерен [там же].

В процессе ВОМ-минерализации образование магнитных минералов происходит внутри клеток магнитотактических бактерий. При этом состав, кристаллографическая форма, размер и пространственная организация магнитных зерен контролируются жизнедеятельностью бактерии (наиболее изученная из них *Aquaspirillum magnetotacticum*). Продуцированные таким образом кристаллы магнетита, как правило, выстроены в цепочки, в которых каждый кристалл занимает свой цитоплазматический отсек — магнитосом. Магнитосомы представляют собой выпячивания цитоплазматической мембраны, окружающие частички железа. Актиноподобный белок *Magnetospirillum magneticum* отвечает за «правильное» расположение магнитосом, если его нет, магнитосомы расположены беспорядочно по поверхности клетки [Shih, Rothfield, 2006].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: natalia.lubnina@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, профессор, докт. геол.-минерал. наук; e-mail: andrewbychkov@rambler.ru

<sup>3</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 14-50-00029).

В зависимости от условий обитания магнитотактических бактерий разработана классификация по форме кристаллов магнитных минералов [Bazyliniski, Williams, 2007]: пресноводные виды *Magnetospirillum* продуцируют кубооктаэдрические кристаллы; *D. magneticus*, сульфат-редуцирующие магнитотактические бактерии, синтезируют удлинённые кристаллы магнетита; в морских условиях магнитотактические бактерии образуют вытянутые кубооктаэдрические магнитосомы. Магнитотактические кокки синтезируют псевдогексагональные вытянутые призматические кристаллы, а магнитотактические вибрионы — вытянутые кубооктаэдрические.

Вместе с тем термин «магнитотактические бактерии» не имеет таксономического смысла. Как показано в работе [Bazyliniski, Frankel, 2004], магнитотактические бактерии следует рассматривать как многообразную совокупность прокариот, которых объединяет общая черта — способность к биоминерализации магнитосом. Несмотря на различия, магнитотактические бактерии имеют ряд общих черт — это грамотрицательные прокариоты, филогенетически связанные с доменом бактерий. Они передвигаются при помощи жгутиков, являются микроаэрофилами или анаэробами; имеют респираторные формы метаболизма (за одним исключением); проявляют активность и, следовательно, способны фиксировать атмосферный молекулярный азот; они мезофильны относительно повышения температуры и обладают магнитосомами [там же]. Тем не менее физиология и метаболизм магнитотактических бактерий сильно отличаются и зависят, в том числе, от условий культивирования, что во многих случаях отражается на их магнитных характеристиках [Bazyliniski, Williams, 2007].

Предполагается, что механизм магнитотаксиса служит для перемещения в область оптимальных условий на границе донный осадок—вода, но эта гипотеза не объясняет все особенности магнитотактических бактерий. В частности, этот механизм эффективен только в высоких широтах, а магнитное поле вблизи экватора не позволяет бактериям различить «верх» и «низ».

**Изучение магнитотактических бактерий при решении геологических задач.** Бактерии — производители магнитных минералов широко распространены практически на всех континентах. Вместе с тем магнитотактические бактерии существуют в водной среде преимущественно в условиях наличия достаточно резкой окислительно-восстановительной границы (ОВГ) и именно вблизи этой границы [Корп, Kirshvink, 2008]. При этом концентрация бактерий вблизи этой границы может достигать 100 клеток/мл [Bazyliniski, Sch bbe, 2007].

Осадки современных озер — великолепные палеогеографические архивы, и в них, как правило, с хорошим разрешением записаны изменения

климата, геомагнитного поля, других событий и в целом эволюция окружающей среды за последние тысячелетия [Evans, Heller, 2003]. Огромную роль в этом играют широко распространенные в осадках и осадочных породах биогенные магнитные минералы.

**ВОМ-магнетизм.** Магнитотактические бактерии, продуцирующие магнитосомы, детально описаны при петро-палеомагнитных исследованиях современных озерных отложений [Нурғалиев и др., 2009; Snowball et al., 1999; Peck, King, 1996; Peng et al., 2000]. Полученные данные использованы для оценки времени приобретения породами характеристических компонент намагниченности и корреляции полученных данных с глобальными циклами, в том числе с циклами Миланковича [Evans, Heller, 2003]. Кроме того, изучение биомагнетизма позволяет определять как изменения климата (потепление—похолодание), так и изменения геоэкологической ситуации в исследуемом осадочном бассейне (различные загрязнения).

Вместе с тем ориентировка/переориентировка магнитосом по направлению современного геомагнитного поля и сохранение этого направления происходят только в процессе жизнедеятельности магнитотактических бактерий. После смерти ВОМ-бактерии она становится «магнитным» осадком, упорядочение магнитных минералов разрушается в процессе образования ориентационной (детритовой) остаточной намагниченности. Данные, полученные при изучении уже литифицированных голоценовых осадков озер, свидетельствуют о занижении наклона, что свойственно осадочным породам на постдиагенетической стадии. Также установлено, что резкое уменьшение величины естественной остаточной намагниченности и изменение направления вектора естественной остаточной намагниченности (NRM) в мелководных морских карбонатах происходят в процессе диагенеза и доломитизации [Evans, Heller, 2003].

**Решение палеоэкологических/палеогеографических задач на основании ВОМ-магнетизма.** Поскольку каждый вид магнитотактических бактерий ВОМ-типа очень резко реагирует на окислительно-восстановительные условия и содержание серы в воде, их широко используют при построении палеогеографических реконструкций, причем не только современных. Изучение магнитных минералов, продуцированных магнитотактическими бактериями, в кембрийских известняках Сибири позволило восстановить обстановки осадконакопления в это время [Changetal, 1987].

**ВИМ-магнетизм.** Главное направление изучения этого вида магнетизма связано с изучением палеопочв. Поскольку после того, как ВИМ-бактерия продуцирует из себя железо, она погибает, а дальнейшие реакции, приводящие к образованию новых магнитных минералов, происходят в таком случае уже без участия магнитотактических

бактерий, запечатленные в минералах-носителях намагниченности величина и направление геомагнитного поля не претерпевают значительных изменений после формирования осадка/палеопочвы. В этом случае важную роль играет еще один вид петро-палеомагнитных исследований — изучение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS), что позволяет восстановить направление и закономерности источников сноса минералов — носителей намагниченности.

Современные исследования показывают, что в осадках часто присутствуют как ВИМ-, так и ВОМ-минералы, которые надежно различаются по петромагнитным параметрам (коэрцитивным спектрам, петлям гистерезиса, магнитной восприимчивости и др.). Данные корректного разделения суммарной естественной остаточной намагниченности, фиксируемой в породах, на основании понимания природы ВИМ- или ВОМ-магнетизма позволяют реконструировать палеогеографические события более обоснованно.

*Петро-палеомагнитные исследования магнитотактических бактерий в современных озерах.* Использование петро-палеомагнитных методов позволяет исследовать распределение биогенных магнитных минералов в разрезах почв и донных отложений, понять эволюцию осадочного бассейна. Вместе с тем выделение магнитотактических бактерий из природных сред облегчается их движением в магнитном поле. Для этого донный осадок и придонную воду отбирают в емкость, где может происходить культивация бактерий в течение длительного времени. Для получения фракции, обогащенной магнитотактическими бактериями, с внешней стороны на уровне границы вода–осадок устанавливается постоянный магнит. Через 1–3 ч. у северного полюса магнита с внутренней стороны стенки емкости формируется видимое невооруженным глазом пятно, представляющее собой концентрированную фракцию магнитотактических бактерий [Горленко и др., 2011]. Выделение монокультур возможно с использованием магнитного фракционирования. Такие исследования проводились для ряда пресноводных бассейнов России, в результате были выделены сообщества оз. Селигер и р. Пшада.

Микробиологические методы исследования донных отложений трудоемки и продолжительны. Для определения присутствия в донных осадках магнитотактических сообществ и их характеристик может быть использован комплекс петро-палеомагнитных методов.

Петро-палеомагнитная информативность озерных отложений в большей степени определяется седиментационными процессами, в ходе которых накапливаются железосодержащие минералы. Разнообразные типы озер формируют индивидуальный состав магнитных минералов. Основной вид диагностики состава ферромагнитной фракции

осадков — термомагнитный анализ (ТМА) или его модификация — зависимость магнитной восприимчивости от температуры. Оба метода основаны на изучении зависимости индуктивной намагниченности от температуры (ТМА) в первом случае или магнитной восприимчивости от температуры при скорости нагрева 50–150 °С/мин. Высокая скорость нагрева используется для уменьшения влияния окисления и образования вторичных (лабораторных) магнитных минералов.

Большую роль при исследованиях озерных отложений играют измерения магнитной восприимчивости, которая зависит от скорости осадконакопления в озере, типа осадка, изменения климата и др. Непрерывное измерение поведения магнитной восприимчивости с глубиной позволяет определять соотношение вноса ферромагнитной, парамагнитной, диамагнитной и суперпарамагнитной фракции в объемную магнитную восприимчивость. Парамагнетики чаще всего характеризуют привнос в бассейн терригенного материала; ферромагнетики, как правило, имеют биогенное происхождение, а суперпарамагнетики могут иметь как биогенное, так и терригенное происхождение. Один из основных факторов, определяющих осадконакопление в озерах, — климатические условия. Значительные вариации величины магнитной восприимчивости по разрезу свидетельствуют о существенных изменениях в режиме озера. При этом величина магнитной восприимчивости в основном варьирует за счет изменений количества привнесенного терригенного материала. Иногда вариации магнитной восприимчивости могут быть связаны с изменением ферромагнитной составляющей, связанной с растворением зерен магнетита биогенного происхождения [Нургалиев и др., 2009]. Уменьшение величины магнитной восприимчивости с глубиной часто связано с окислительными процессами. В процессе жизнедеятельности магнитотактических бактерий размеры продуцируемых магнитных частиц варьируют в диапазоне 35–120 нм [Diaz-Ricci, 1992]. После смерти магнитотактических бактерий сохранность магнитных минералов зависит от окружающей среды. Показано, что крупные кристаллы магнетита сохраняются в течение длительного времени, а мелкие претерпевают значительное окисление и разрушаются. В связи с этим верхняя часть разреза характеризуется более высокими значениями магнитной восприимчивости [Нургалиев и др., 2009].

В последнее время при петро-палеомагнитных исследованиях используются коэрцитивные спектры нормального остаточного намагничивания для выявления остатков магнитотактических бактерий в осадках нескольких современных озер, полученные с помощью коэрцитивного спектрометра [Нургалиев и др., 2009]. Для разложения коэрцитивных спектров на составляющие используется техника вэйвлет-анализа по естественному базису,

что позволяет выявлять в осадках современных озер магнитные ансамбли разного происхождения [Нурғалиев и др., 2010]. Точные значения положения максимума коэрцитивного спектра не являются диагностическим признаком наличия остатков магнитотактических бактерий в осадках. Но если в образцах отложений современных озер одновременно наблюдаются две группы компонент с положением максимума коэрцитивных спектров в диапазонах ~45–85 мТ и ~25–55 мТ, то можно говорить о наличии в образцах остатков магнитосом [Нурғалиев и др., 2010].

На сегодняшний день магнитные характеристики остатков магнитосом в осадках и продуктов жизнедеятельности ВМ-бактерий изучены слабо. Проведение детального изучения магнитных характеристик осадков совместно с изучением видового состава микробных сообществ позволит создать базу данных, которая существенно

расширит область применения палеомагнитных методов для проведения палеоклиматических реконструкций и даст возможность для восстановления эволюции магнитотактических сообществ в истории Земли.

**Заключение.** Исследование продуктов биоминерализации комплексом петро-палеомагнитных методов позволяет классифицировать образцы до проведения секвестрования образцов для определения отличий бактериальных сообществ. Такой подход позволит создать базу данных о биогенных магнитных минералах, подкрепленную филогенетическим анализом магнитотактических бактерий. Эта база данных существенно расширит возможности использования биомагнетизма при решении геологических задач, а также позволит исследовать эволюцию бактериальных сообществ во времени, что составляет важнейшую задачу создания банка-депозитария живых систем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горленко В.М., Дзюба М.В., Малеева А.Н., Пантелеева А.Н., Колганова Т.В., Кузнецов Б.Б. *Magnetospirillum bergantissp. nov.* — новая пресноводная бактерия с магнитными включениями // Микробиология. 2011. Т. 80, № 5. С. 679–690.
- Нурғалиев Д.К., Утемов Э.В., Ясонов П.Г. и др. Остатки магнитотактических бактерий в отложениях современных озер — новый инструмент палеогеофизики // Уч. зап. КазГУ. Сер. естественные науки. 2009. Т. 151, кн. 4. 251 с.
- Нурғалиев Д.К., Утемов Э.В., Ясонов П.Г. Диагностика биогенного магнетита в осадочных породах // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент): Мат-лы междунар. школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». М.; Борок, 2010. С. 147–152.
- Bazylinski D.A., Frankel R.B. Magnetosome formation in prokaryotes // *Nat. Rev. Microbiol.* 2004. Vol. 2. P. 217–230.
- Bazylinski D.A., Schübbe S. Controlled biomineralization by and applications of magnetotactic bacteria // *Adv. Appl. Microbiol.* 2007. Vol. 62(7). P. 21–62.
- Bazylinski D.A., Williams T.J. Ecophysiology of magnetotactic bacteria // *Magnetoreception and Magnetosomes in Bacteria*. Vol. 3. Berlin; Heidelberg: Springer, 2003. P. 37–75.
- Blakemore R.P. Magnetotactic bacteria // *Science*. 1975. Vol. 190 (4212). P. 377–379.
- Chang S.-B.R., Stolz J.F., Kirschvink J.L. Biogenic magnetite as a primary remanence carrier in limestone deposits // *Phys. Earth and Planet. Int.* 1987. Vol. 46. P. 289–303.
- Diaz-Ricci J.C., Kirschvink J.L. Magnetic domain state and coercivity predictions for biogenic greigite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>): A comparison of theory with magnetosome observations // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 17309–17315.
- Evans M.E., Heller F. *Environmental magnetism: Principles and applications of environmental magnetism*. San Diego: Academ. Press, 2003. 296 p.
- Kopp R.E., Kirschvink J.L. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria // *Earth Sci. Rev.* 2008. Vol. 86. P. 42–61.
- Peck J.A., King J.W. Magnetofossils in the sediment of Lake Baikal, Siberia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 140. P. 159–172.
- Peng X., Jia R., Li R. et al. Paleo-environmental study on the growth of magnetotactic bacteria and precipitation of magnetosomes in Chinese loess-paleosol sequences // *Chinese Sci. Bull.* 2000. Vol. 45. P. 21–25.
- Shih Y.-L., Rothfield L. The Bacterial Cytoskeleton // *Microbiology and Molecular Biology Rev.* 2006. Vol. 70 (3). P. 729–754.
- Snowball I., Sandgren P., Petterson G. The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene Lake-sediment sequence in Northern Sweden // *Holocene*. 1999. Vol. 9. P. 353–362.

Поступила в редакцию  
29.03.2015

УДК 551.4.03, 551.42, 551.435.3

**Н.И. Косевич<sup>1</sup>****ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСТРОВОВ  
КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ**

На основании детального геолого-геоморфологического изучения островов Северного, Лувеньского, Кузакоцкого и Керетского архипелагов Кандалакшского залива Белого моря построены новые оригинальные геолого-геоморфологические карты каждого из изученных островов и общие карты для каждого архипелага. Разработана геолого-геоморфологическая генетическая типизация островной суши, применена графическая визуализация этой типизации. Предпринята попытка применить разработанную типизацию к другим островам акватории Белого моря.

*Ключевые слова:* рельеф, острова, архипелаг, Кандалакшский залив, геолого-геоморфологическая генетическая типизация.

On the base of detailed geological and geomorphological researches of the Northern, Luven'skogo, Kuzakockogo and Keretskogo archipelagos Kandalaksha Bay of the White Sea new original geological and geomorphological maps of each of the Islands and total maps for each of the archipelago have been done. Geological and geomorphological genetic typing of the island areas has been developed and applied. The result of this typing are visualized and demonstrated in the article. An attempt to use this typing in researching to other islands of the White Sea water is made.

*Key words:* island, archipelago, Kandalaksha Gulf, geological and geomorphological genetic typing.

**Введение.** Белое море характеризуется значительно отличающимися с геолого-геоморфологической точки зрения побережьями и островными территориями, что вызывает интерес у широкого круга геологов и геоморфологов (рис. 1). По мнению многих исследователей [Лымарев, 2002; Булочникова и др., 2010], острова, представляющие результат взаимодействия эндогенных и экзогенных природных процессов, могут служить моделью для изучения закономерностей совместного действия этих процессов и их влияния на факторы рельефообразования. Изучение островной суши — одно из важнейших направлений в морской (островной) геоморфологии. Однако изучению островной суши Белого моря уделялось мало внимания, до настоящего времени отсутствует геолого-геоморфологическая типизация его островов. Для получения детальной информации о строении островов Белого моря, в частности островов Кандалакшского залива, были выполнены комплексные геолого-геоморфологических исследования в крупном и детальном масштабах.

**Тектоническая позиция и геологическое строение района исследований.** Белое море отличается сложной геологической историей и большим разнообразием природных процессов. В тектоническом плане Беломорская впадина находится в области сочленения Балтийского щита и Русской плиты. Кандалакшский залив, расположенный в западной части Белого моря (рис. 1), приурочен к

мезоархейскому—палеопротерозойскому Беломорскому подвижному поясу. Основная структурная единица исследуемого района, определяющая особенности его тектонического развития и строения от рифея до настоящего времени, — Онежско-Кандалакшская [Балуев и др., 2009а] система рифейских грабенов (или Кандалакшско-Двинская [Авенариус, 2004]).

После карельского тектоно-магматического цикла весь регион существовал как единая платформенная структура. В олигоцене область Белого моря вступила в неотектонический этап развития [Балуев, 2006; Слабунов, 2009]. Изостатическое поднятие, охватившее после таяния ледника всю территорию Балтийского щита, во многом определяет современное тектоническое развитие исследуемого района.

В геологическом строении Кандалакшского залива выделяются два структурных этажа. Первый этаж представлен кристаллическим фундаментом, сложенным породами беломорского комплекса архейского возраста. Этот древний комплекс здесь состоит преимущественно из биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов, амфиболитов, гранитогнейсов, глиноземистых сланцев, кварцитов и прорывающих их многочисленных интрузивных тел разного состава и возраста. Общая мощность этих отложений 8–10 км. Второй структурный этаж представляет собой чехол платформы и начинается с красноцветных

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедры геоморфологии и палеогеографии, инженер; e-mail: nkosevich@googlemail.com

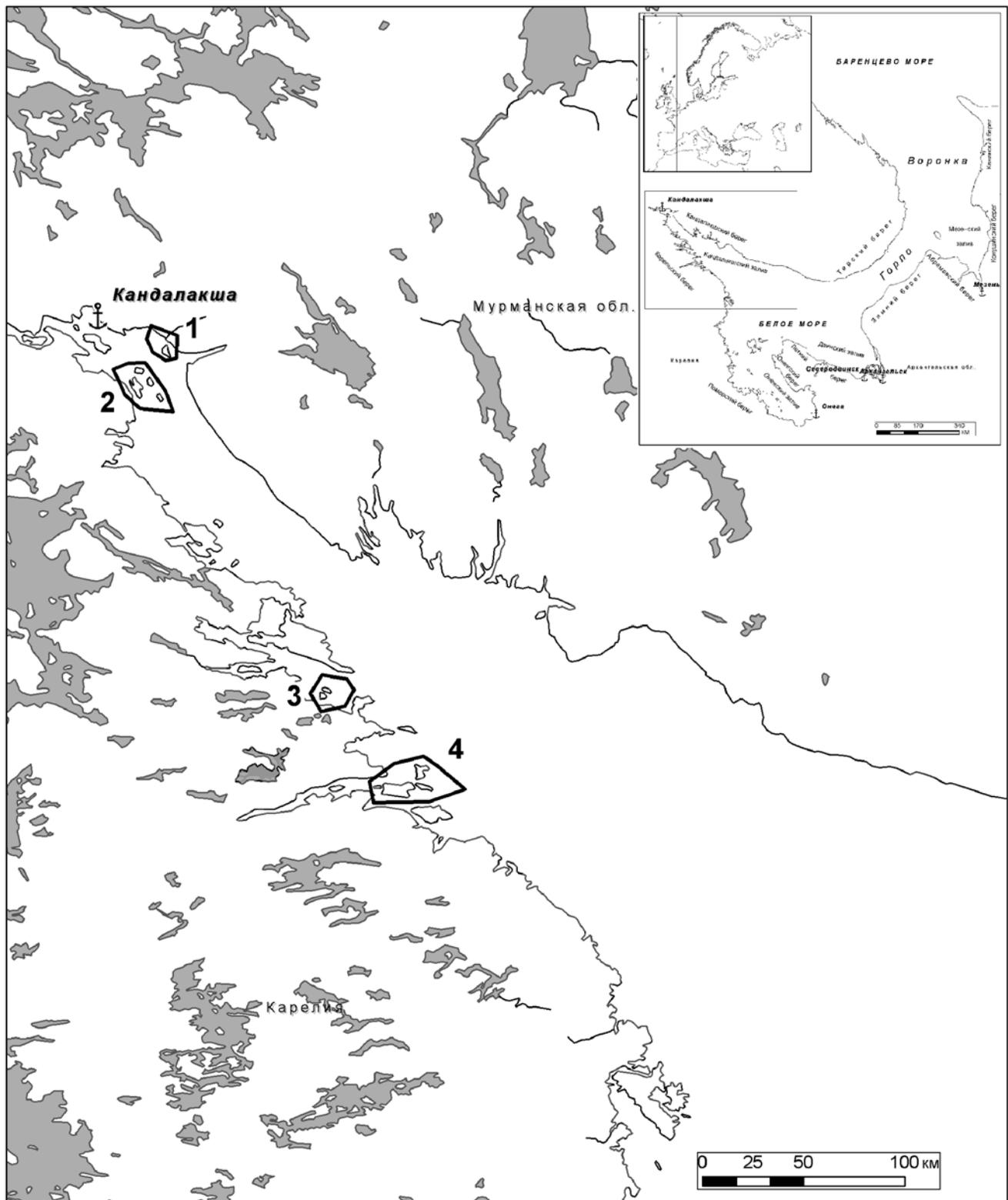
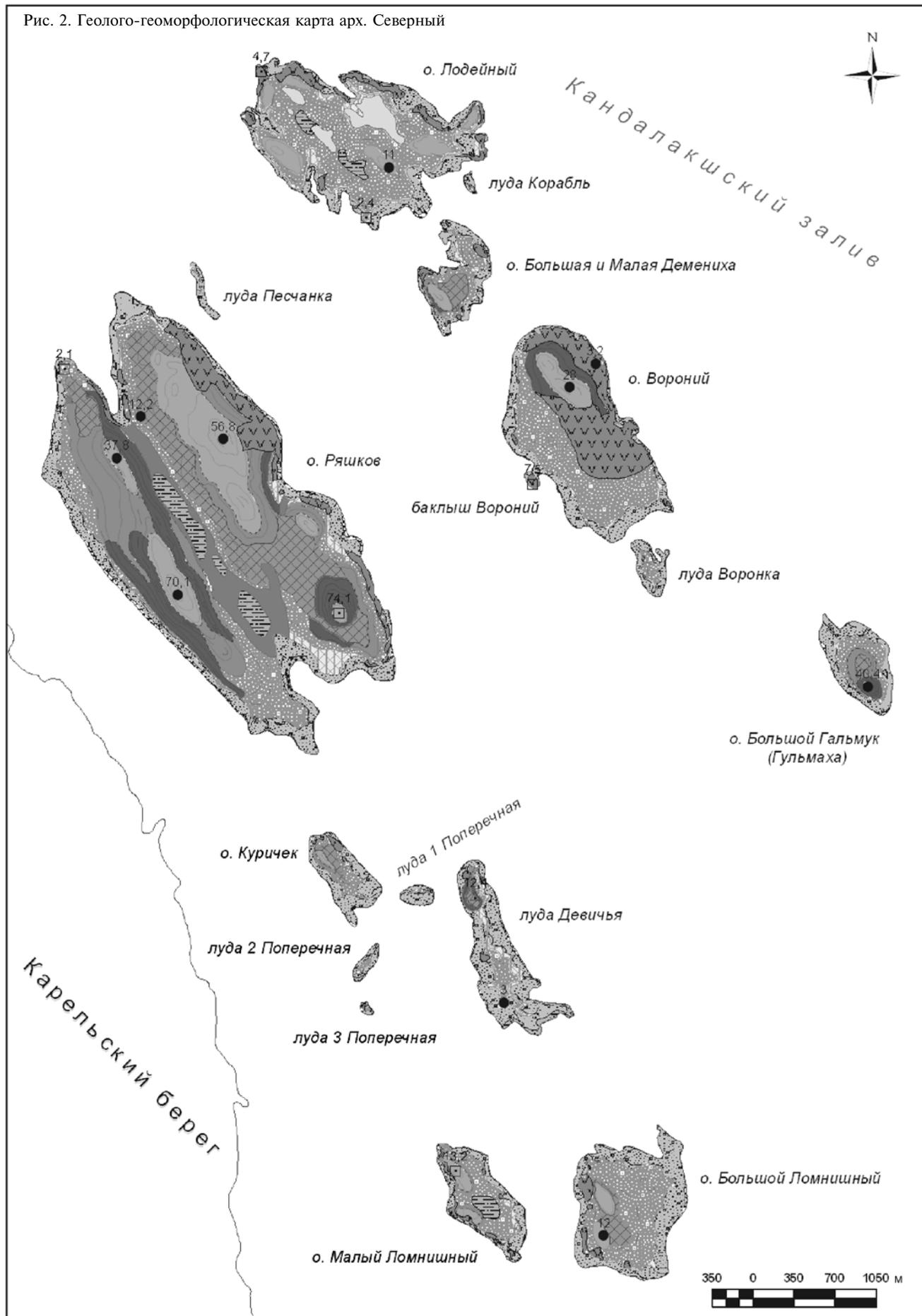


Рис. 1. Схема расположения района исследования и участков исследования: 1 — арх. Лувеньгский; 2 — арх. Северный; 3 — арх. Кузакоцкий, 4 — арх. Керетский

рифейских песчаников, выполняющих авлокогены кристаллического фундамента, которые в юго-восточном направлении перекрыты терригенными отложениями вендского возраста. На этих древних породах на дне Кандалакшского залива залегает почти сплошной чехол из молодых плейстоценовых и голоценовых отложений.

Современное Белое море — молодой бассейн, образовавшийся в самом конце плейстоцена, его возраст составляет 10–12 тыс. лет (ка). Во время последнего валдайского оледенения вся котловина Беломорского бассейна была заполнена льдом. В аллереде по периферии котловины возникали отдельные пресноводные бассейны. В конце ал-

Рис. 2. Геолого-геоморфологическая карта арх. Северный



лереда началось разрушение ледового покрова, в море проникли океанские воды из Баренцева моря, установился режим подледного осадконакопления. Процесс седиментации шел в условиях сложных, часто контрастных тектонических движений, собственных Беломорскому региону.

Дегляциация Беломорского бассейна, начавшаяся в пребореальное время и закончившаяся в начале атлантического времени, привела к образованию разнородной в литологическом, генетическом и возрастном отношении осадочной толщи. Изостатическое поднятие, охватившее после таяния ледника всю территорию Балтийского щита, в описываемом районе составляет около 100 м. После окончательного схода льдов на Белом море установился морской режим седиментации, для которого большое значение приобретают гидродинамический и биологический факторы [Невесский и др., 1977; Рыбалко, 2009; Polaykova et al., 2010]. Таким образом, изменчивые палеогеографические и палеотектонические условия привели к формированию островов с разными геолого-геоморфологическими характеристиками.

**Материалы и методы исследований.** Фактическую основу работы составили материалы, полученные автором в ходе пятилетних экспедиций кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (2007–2013) на отдельных участках Кандалакшского и Карельского берегов Белого моря, а также литературные и фондовые данные. В качестве опорных участков выбраны архипелаги, расположенные в трех частях залива, которые отличаются разнообразными геоморфологическими условиями.

*Первый участок* в кутовой части Кандалакшского залива включает острова Северного и Лувеньгского архипелагов. Острова Лувеньгского архипелага лежат вдоль Кандалакшского берега Белого моря, а острова Северного архипелага — вдоль Карельского берега. Архипелаги, протягивающиеся вдоль Карельского берега Кандалакшского залива, представляют собой несколько параллельных гряд. Острова внутри Лувеньгского архипелага образуют единую полосу, повторяя контуры береговой линии материковой суши. *Второй участок* включает острова Кузакоцкого архипелага, расположенные рядом с Беломорской биологической станцией имени Н.А. Перцова МГУ имени М.В. Ломоносова (ББС МГУ). *Третий участок* представлен островами Керетского архипелага в мористой части губы Чупа.

Сбор детальной информации о геологии и геоморфологии островов заключался в изучении и описании современных экзогенных процессов на ключевых участках, а также в картографировании

их рельефа. На островах выполнены маршруты по профилям с севера на юг и с запада на восток, а также по береговой зоне от мористой границы осушки до тылового шва осушки/пляжа. На профилях отображен характер поверхности и состав отложений. В комплекс геоморфологических маршрутных наблюдений входила фиксация с помощью GPS не только плановых координат точек наблюдения, но и всех наблюдавшихся по маршруту перегибов рельефа (бровки, тыловые швы и т.п.), геоморфологических объектов, точечных и линейных проявлений современных экзогенных процессов, которые нельзя отразить в масштабе карты (тектонические трещины, блоки отседания, искоры<sup>1</sup>, эрозионные борозды и т.д.).

Кроме того, для повышения точности привязки фиксировалось пространственное положение опорных линий точек: береговой линии, троп, дорог, просек, урезом озер, построек. В каждой точке описания фиксировались GPS-данные, делали фото местности. Все это позволило выявить и зафиксировать разновысотные уровни рельефа и распределение в их пределах проявлений современных экзогенных процессов в зависимости от уклонов и генезиса поверхности, литологии выходящих на поверхность пород и ландшафтных условий. После проведения маршрута составляли атрибутивные таблицы, в которые заносили координаты точек наблюдения, основные характеристики рельефа (угол наклона, экспозиция склонов, абсолютная высота), субстрата, ландшафтов и проявлений экзогенных процессов как в точках наблюдения, так и по маршруту.

Всего во время полевых исследований на островах Кандалакшского залива Белого моря выполнено 90 маршрутов, в ходе которых описаны 29 островов Лувеньгского архипелага, 16 островов Северного архипелага, 11 островов Кузакоцкого архипелага и 4 острова Керетского архипелага (всего 60 островов).

Анализ и обработка полевых материалов, картографических данных и дешифрирование данных дистанционного зондирования выполнены на базе программного обеспечения ArcGIS 10.1.

**Результаты исследований и их обсуждение.** В результате комплексных исследований (полевые данные и дешифрирование) построены геоморфологические карты изученных в ходе полевых исследований архипелагов (рис. 2), легенда к которым составлена по морфогенетическому принципу, с отображением морфологии и генезиса рельефа исследованных островов (рис. 3).

В результате исследований [Косевич, 2012, 2013] установлены генетически разнообразные формы рельефа, созданные совокупным действием следующих процессов: 1) ледниково-тектонических

<sup>1</sup> Искорь — форма рельефа фитогенного и/или фитогенно-ветровального происхождения [Болысов, 2006]. Состоит из бугра, который сложен рыхлыми отложениями, образованными вывороченными корнями деревьев при их падении, а также западины (ямы) возле него.

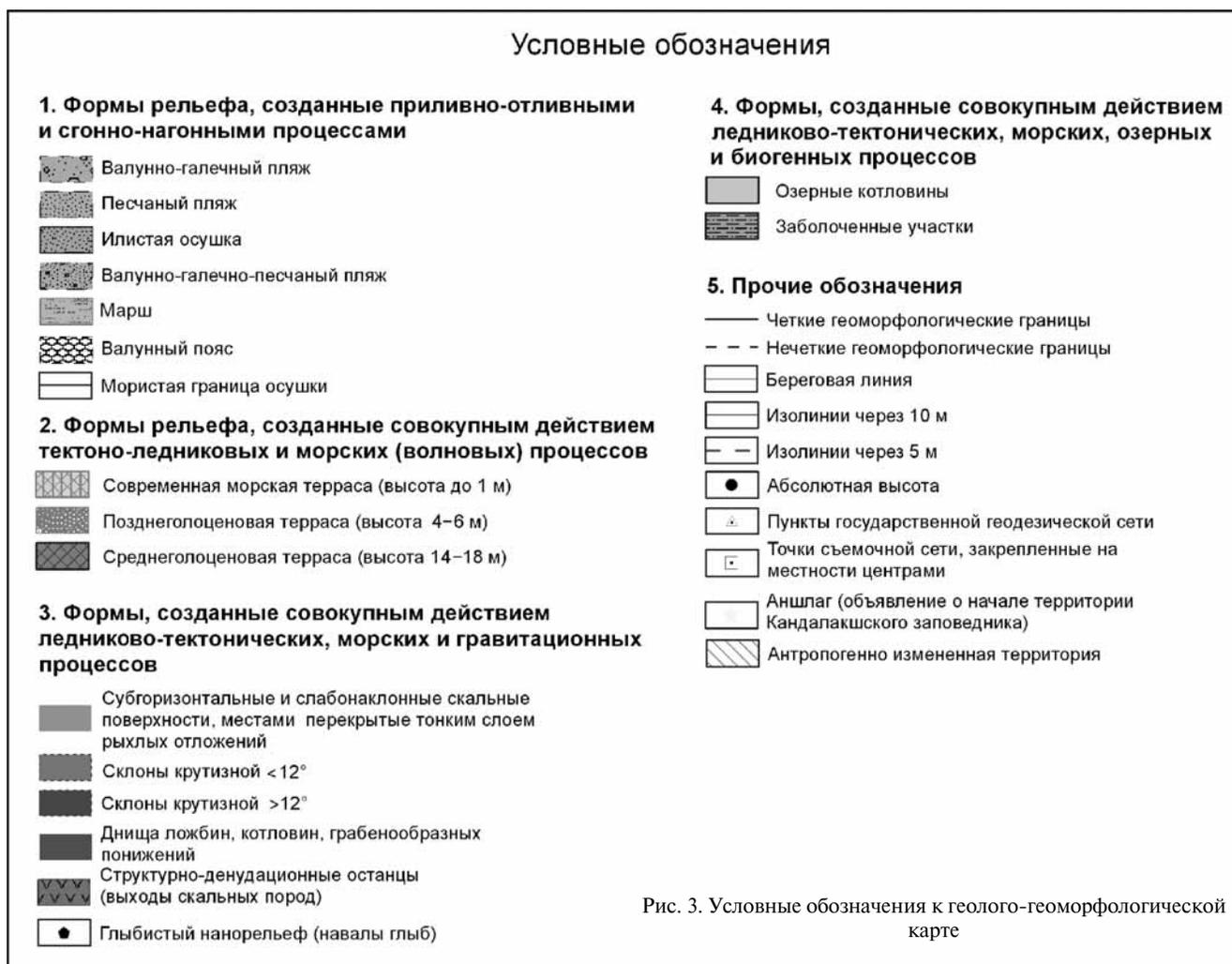


Рис. 3. Условные обозначения к геолого-геоморфологической карте

и морских волновых; 2) приливно-отливных и сгонно-нагонных; 3) ледниково-тектонических, морских и гравитационных; 4) ледниково-тектонических, морских, озерных и биогенных.

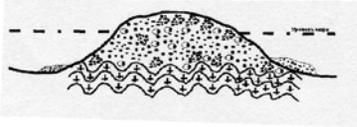
В строении рельефа островов прослеживаются следующие закономерности. Во-первых, вдоль Кандалакшского берега залива в строении островов Лувеньгского архипелага в большей степени участвуют формы, сложенные рыхлым материалом с небольшими участками структурно-денудационных останцов. Во-вторых, для островов, протягивающихся вдоль Карельского берега залива, характерно сочетание форм, сложенных рыхлым материалом и коренными скальными отложениями; при этом формы структурно-денудационного генезиса преобладают над формами морского и биогенного генезиса. Таким образом, рельеф островной суши представляет собой сочетание сглаженных округловершинных скальных поверхностей (массивов) с субгоризонтальными участками (фрагментами) морского происхождения, выполненными чехлом рыхлых отложений.

Комплексный анализ распределения форм рельефа, морфометрических характеристик островов и данных о геолого-тектонической истории развития региона [Косевич, Романовская, 2014] позволил

провести геолого-геоморфологическую типизацию изученных островов (рис. 4). По морфометрическим показателям исследованные острова подразделяются на три группы: малые ( $\leq 1$  га), средние (1–100 га) и крупные ( $\geq 100$  га). Среди малых островов выделены три генетических типа: морские аккумулятивные, тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой и тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой. Острова среднего размера генетически подразделяются на тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой и тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой. А острова крупного размера представлены одним генетическим типом — тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационным с морской переработкой.

Типизация островов показала, что для Лувеньгского архипелага (30 островов) характерно следующее распределение (%) генетических типов островов: 34 — малые морские аккумулятивные острова; 20 — малые тектоно-ледниково-аккумулятивные острова с морской переработкой, 33 — средние тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой, 13 — средние тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой. Острова архипелага Северный (16 островов)

а

Малые острова, площадь до 1 га		
Морские аккумулятивные		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> луды Натальина, Анисимовская, Баржа, Влада, Высочка, Красотка, Краюшка, Морянка, Травяная, Травяная Литоральная.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> луда Песчанка.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> не представлены.</p>
Тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> о-ва Долгая Корга, Короткая Корга, Высокий, Утенок Восточный, Западный и Северный.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> луда Поперечная-1, Поперечная-2.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> не представлены.</p>

б

Малые острова, площадь до 100 га		
Тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> луда/баклыш Корабль, луда Поперечная-3.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> не представлены.</p>

распределены следующим образом: 6,25 — малые морские аккумулятивные острова; 12,5 — малые тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой; 12,5 — малые тектоно-ледниково-денудационные с морской переработкой; 6,25 — средние тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой; 56,25 — средние тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой и 6,25 — крупные тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой. Из 11 изученных островов Кузакоцкого архипелага 72,7% относится к средним тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационным с морской переработкой и 27,3% — к крупным тектоно-ледниково-аккумулятив-

но-денудационным с морской переработкой. Из обследованных островов Керетского архипелага 75% — крупные тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой, а 25% — средние тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой.

**Заключение.** В результате анализа пространственного распределения генетических типов островов в акватории Кандалакшского залива установлено, что в вершинной части залива наблюдаются все генетические типы островов, а по мере приближения к его устью отчетливо устанавливается преобладание только одного типа — тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационных островов с морской переработкой (рис. 5, 6).

в

Средние острова, площадь до 100 га		
<p>Тектоно-ледниково-аккумулятивные с морской переработкой</p>		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> о-ва Кожаниха, Малый и Большой Блинец, Редкий, Анисимовский Бережной, Анисимовский Голомянный, Семеновец, Каменный, Горелый, Круглый Власов.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> луда Воронка.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> не представлены</p>

г

Средние острова, площадь до 100 га		
<p>Тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой</p>		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> о-ва Голомянный Власов, Бережной Власов, Большой Куртяжный, Малый Куртяжный.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> о-ва Вороний, Лодейный, Большой и Малый Ломнишные, Большая и Малая Демениха, Гульмаха, Куричек; луда Девичья.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> о. Кокоиха, о-ва Белые, Лушков, Покормежный, Медвежий, Кожамейкин, Еловый.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> о. Черемшиха</p>

д

Крупные острова, площадь свыше 100 га		
<p>Тектоно-ледниково-аккумулятивно-денудационные с морской переработкой</p>		<p><i>Лувеньгский архипелаг:</i> не представлены.</p> <p><i>Северный архипелаг:</i> о. Ряшков.</p> <p><i>Кузакоцкий архипелаг:</i> о-ва Лушов, Березовый, Костьян.</p> <p><i>Керетский архипелаг:</i> о-ва Средний, Сидоров, Кереть</p>

Рис. 4. Типы островов (а-г) Кандалакшского залива (Белое море)

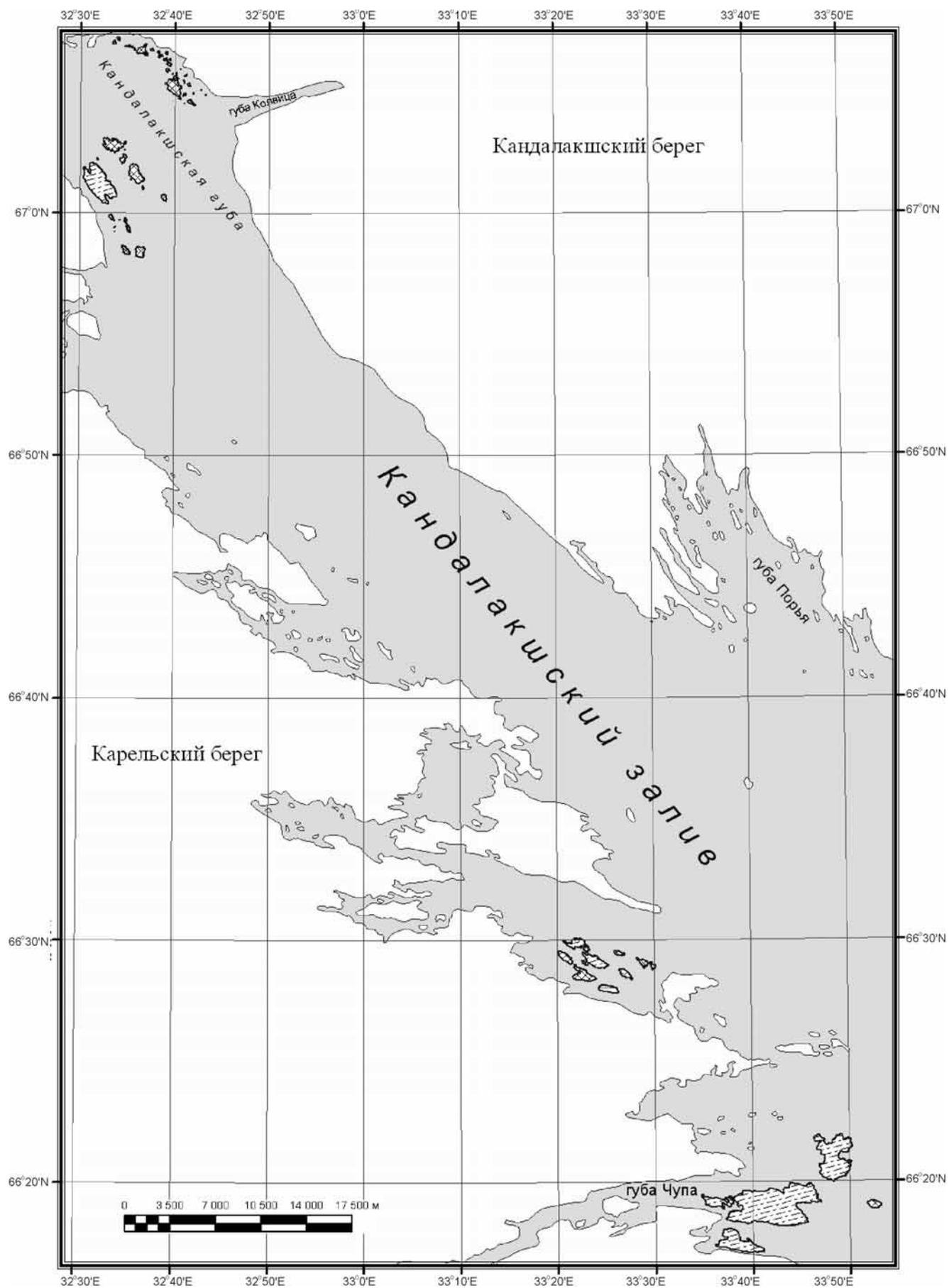


Рис. 5. Геолого-геоморфологические типы островной суши в пределах Кандалакшского залива

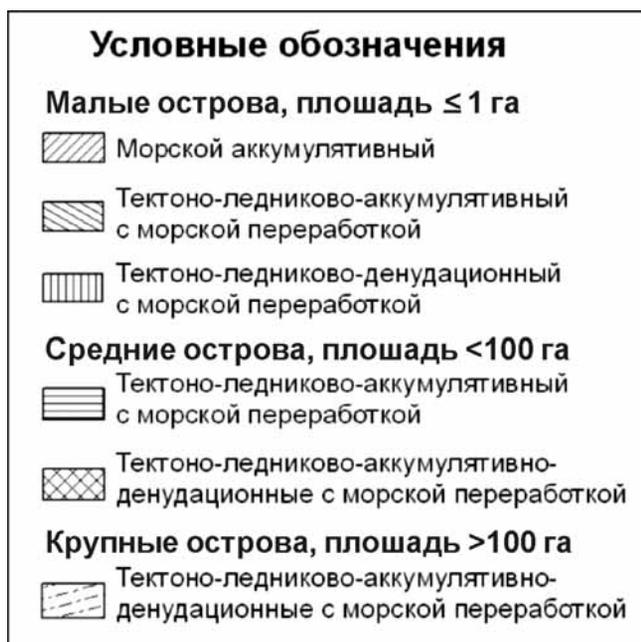


Рис. 6. Условные обозначения к рис. 5

*Косевич Н.И.* Геоморфологическая характеристика островов Лувеньского и Северного архипелагов, 2012 г. // *Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2012 год.* Кн. 58, т. 1. Кандалакша, 2013. С. 35–93.

*Косевич Н.И., Романовская М.А.* Линеаменты и тектоника Кандалакшского залива Белого моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* 2014. № 4. С. 20–26.

*Лымарев В.И.* Основы острововедения: Монография / Под ред. Б.В. Ермолина. Архангельск: Поморский государственный университет, 2002. 192 с.

*Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

*Авенариус И.Г.* Морфоструктура Беломорского региона // *Геоморфология.* 2004. № 3. С. 48–56.

*Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // *Геотектоника.* 2006. № 3. С. 23–38.

*Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // *Докл. РАН.* 2009а. Т. 427, № 3. С. 348–353.

*Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // *Докл. РАН.* 2009б. Т. 425, № 2. С. 249–252.

*Болысов С.И.* Эволюция биогенного рельефообразования. М.: ГЕОС, 2006. 270 с.

*Булочникова А.С., Романенко Ф.А.* Особенности рельефа малых островов Арктических и Дальневосточных морей // *Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики.* Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 25–30.

*Косевич Н.И.* Геоморфологическая характеристика островов Лувеньского архипелага, 2011 г. // *Летопись природы Кандалакшского заповедника за 2011 год.* Кн. 57, т. 1. Кандалакша, 2012. С. 27–65.

*Рыбалко А.Е., Зарина Е.П.* Особенности седиментогенеза внутренних морей и крупных озер областей четвертичного оледенения // *Мат-лы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода.* Новосибирск, 2009. С. 523–527.

*Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2008. 296 с.

*Polyakova E.I., Novichkova Y., Shilova O., Bauch H.* Holocene variability of the White Sea (Western Arctic) level and hydrological conditions: APEX Fourth Intern. Conf. and Workshope. Hofn, Iceland. May 26–30, 2010. 70 p.

Поступила в редакцию  
13.03.2015

УДК 552.3:550.93:552.16

В.Ю. Герасимов<sup>1</sup>, В.К. Гаранин<sup>2</sup>, А.Н. Письменный<sup>3</sup>, Н.Л. Энна<sup>4</sup>

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В БЕЧАСЫНСКОЙ ЗОНЕ БОЛЬШОГО КAVKAZA И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА<sup>5</sup>

Рассмотрены результаты локального изотопного датирования U–Th–Pb системы аксессуарных цирконов из габброидов хасаутского гипабиссального комплекса. В Бечасынской зоне кристалликума Большого Кавказа в русле р. Хасаут (левый приток р. Малка) были исследованы дайки габброидов, которые ранее картировались как гипабиссальные интрузии в составе докембрийского метаморфического комплекса. Датировки цирконов магматической стадии из этих пород дают устойчивый кластер с U–Pb возрастом ~220 млн лет. Таким образом, протерозойский возраст этих габброидов не подтвердился, а цирконометрия явно указывает на возможное проявление триасового магматизма на Большом Кавказе. Последние данные цирконометрии протолита бечасынского комплекса показывают, что некоторая часть осадков была моложе 440 млн лет, а пик регионального метаморфизма фации зеленых сланцев в Бечасынской зоне с учетом термохронологических поправок, возможно, приходился на период 400–420 млн лет назад.

*Ключевые слова:* Кавказ, цирконометрия габброидов, стратиграфия, метаморфизм, термохронология.

The results of local U–Th–Pb isotope dating of zircons from the gabbros of the Khasaut intrusive complex are considered. In the Bechasyin zone of the crystalline basement of the Greater Caucasus in the Khasaut River valley (left tributary of the Malka River) the gabbros dike were studied. Originally this gabbroids mapped as a part of Precambrian metamorphic complex. The U–Th–Pb isotope dating of magmatic zircons from these gabbros demonstrates Triassic age ~220 Ma. Thus the Precambrian age of the gabbros was not confirmed and the isotope dating of magmatic zircons show the evidence of Triassic magmatic activities in the Greater Caucasus region. Besides the last data of the isotope dating of zircons from the Caucasus metamorphosed sediments demonstrate the age younger then 440 Ma. The thermochronology using multi isotope dating shows that the thermal peak of regional metamorphism was ~400–420 Ma age.

*Key words:* Caucasus, U–Pb zircon dating, gabbros, stratigraphy, metamorphism.

**Введение.** Выходы пород бечасынского метаморфического комплекса Большого Кавказа известны в южной части Карачаево-Черкесского антиклинория в бассейнах рек Кубань, Малка, Баксан и Чегем (рис. 1). Они выходят на поверхность в меридиональной полосе, простирающейся на юге от подножий Эльбруса (где Бечасынская зона отделена от зоны Передового хребта системой разломов) до р. Хасаут на севере (левый приток р. Малка). Большая часть Бечасынской зоны перекрыта морскими осадочными породами мезозойского возраста, которые слагают пологую моноклинал с падением пластов в северных румбах. Кристаллический фундамент обнажается в основном в эрозионных окнах и тектонических поднятиях. В каньоне р. Хасаут (рис. 2) бечасынский комплекс с размывом перекрыт палеозой-

скими (ордовик–силур) песчаниками урлешской свиты, в основании которой отмечены базальные конгломераты с кварцевой галькой. Выше по разрезу залегают карбонатно-терригенные отложения силура–нижнего девона, которые охарактеризованы фаунистически, встречаются граптолиты и конодонты [Потапенко, 1968].

Считается, что формирование бечасынского комплекса соответствует протерозойской стадии геосинклинального развития Кавказского сегмента земной коры, а накопление осадков урлешской свиты и силура — раннепалеозойской платформенной стадии [Потапенко, 1968]. Фрагментарная обнаженность бечасынского комплекса Большого Кавказа порождает много неопределенностей в интерпретации геологических данных и оставляет широкое поле для дальнейших структурно-

<sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* gegaigem2008@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, вед. науч. с., докт. геол.-минерал. н., профессор; *e-mail:* vgaranin@mail.ru

<sup>3</sup> ОАО «Кавказгеолсъемка», нач. геологической партии; *e-mail:* fgugp@geolog.kmv.ru

<sup>4</sup> ОАО «Кавказгеолсъемка», гл. геолог, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* fgugp@geolog.kmv.ru

<sup>5</sup> Работа выполнена при поддержке МПР РФ, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Кавказгеолсъемка», ГИН РАН, Минералогического музея РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова.

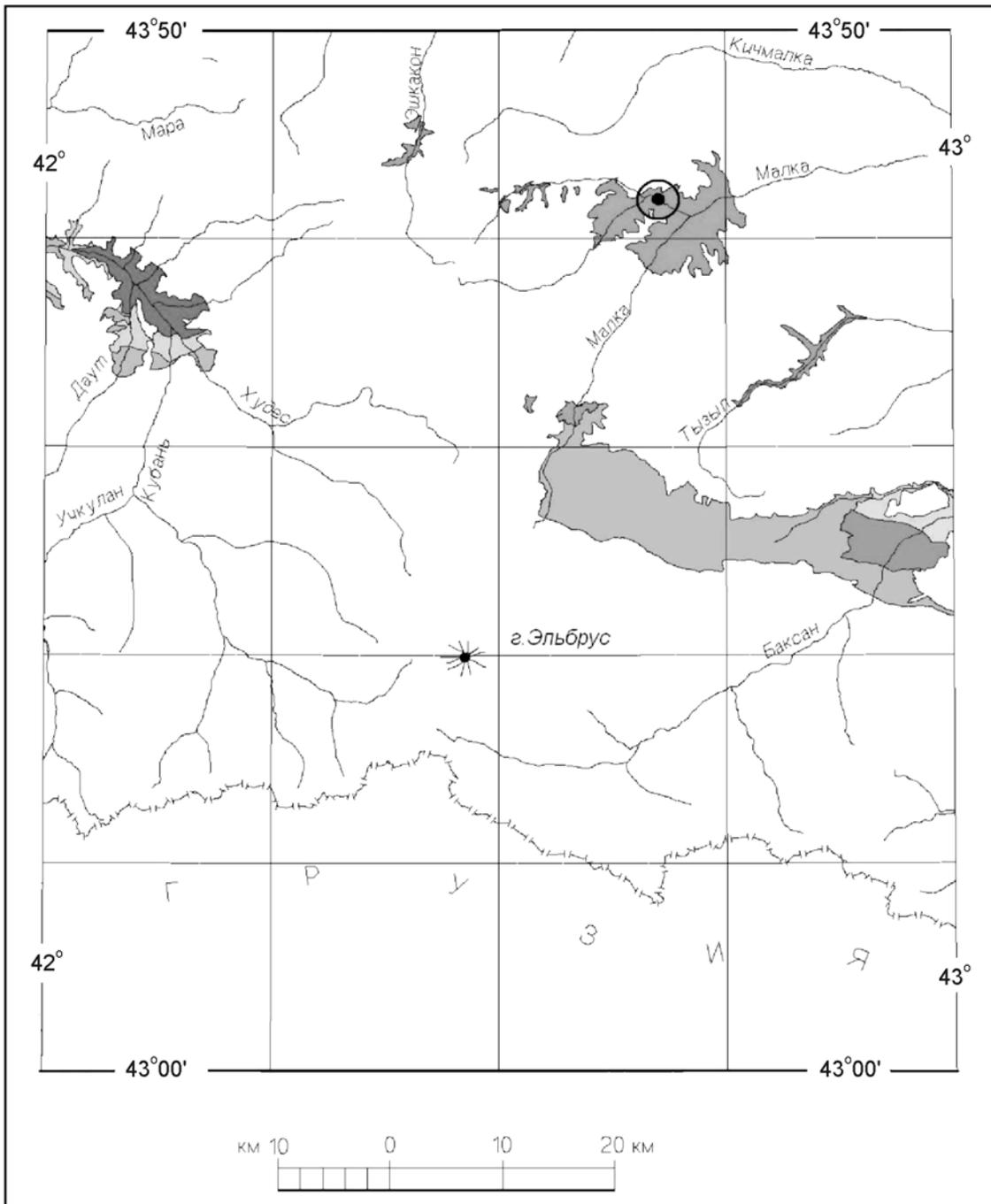


Рис. 1. Схема размещения выходов структур бечасынского метаморфического комплекса в пределах Карачаево-Черкесского антиклинория Северного Кавказа (пуансон указывает район отбора пробы № 539 в долине р. Хасаут)

петрологических исследований, геологических построений и корреляций. Так, последние данные цирконометрии детритовых цирконов из метаморфических пород Бечасынской зоны показывают, что возраст части протолита был палеозойским [Somin, 2011]. Очевидно, что более точные данные можно было бы получить при датировании цирконов магматической стадии из синметаморфических комплексов или ортопород с ясной геологической позицией. Такие комплексы гипабиссальных интрузий известны в долине р. Хасаут в разрезе малкинской свиты хасаутской серии [Потапенко, 1991]. Одна из таких интрузий (рис. 2) выбрана

нами для датирования возраста протолита бечасынского метаморфического комплекса.

**Стратиграфия.** Стратиграфически структурно единый бечасынский комплекс [Потапенко, 1982] подразделяется на две серии — чегемскую, преимущественно терригенно-осадочную, и вулканогенно-осадочную хасаутскую.

Чегемская серия распространена в южной части бечасынской зоны в полосе от р. Даут на западе (бассейн р. Кубань) до р. Чегем на востоке и разделена на шаукольскую и таллыкольскую свиты. Возраст чегемской серии традиционно трактуется как протерозойский. Она сложена слабметамор-

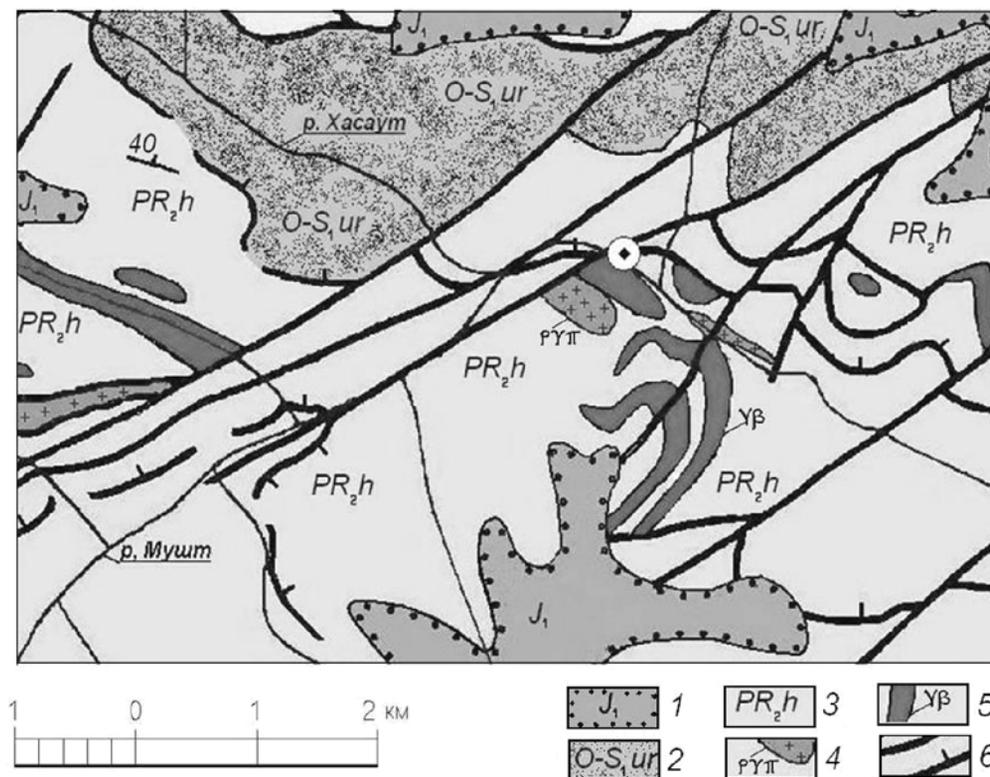


Рис. 2. Геологическая схема на участок долины р. Хасаут по данным геологического картирования [Письменный, 2005]. Точка отбора пробы № 539 из габродиабазов отмечена пуансоном: 1 — юрские отложения чехла, 2 — урлешская свита, 3 — хасаутская серия нерасчлененная, 4 — плагиогранит-порфиры ( $pyu$ ), 5 — габброиды ( $y\beta$ ), 6 — разрывные нарушения

физованными породами зеленосланцевой фации метаморфизма — серицит-хлоритовыми сланцами с признаками альбитового порфиробластеза, хлоритовыми сланцами и кварцитами. Общая мощность комплекса пород чегемской серии более 2000 м. Цирконометрия кварцитов из бассейна р. Чегем показывает, что возраст протолита чегемской серии моложе ордовика, поскольку отдельные зерна детритовых цирконов из таллыкольской свиты имеют возраст 441 млн лет [Somn, 2011]. При этом весь спектр U–Pb-датировок хорошо окатанных зерен циркона из кварцитов таллыкольской (кестантинской?) свиты (образец П-81, р. Чегем) демонстрирует возраст в диапазоне 441–1141 млн лет и характеризует только возраст разных источников сноса вещества, существовавших на период формирования осадочного комплекса. Большинство этих источников, вероятно, было представлено магматическими образованиями кислого состава, которые имели раннепалеозойский (кембрийский) возраст (~524 млн лет).

Хасаутская серия распространена к северу от чегемской серии. Граница между ними проводится по маркирующему горизонту кварцитов таллыкольской свиты. Считается, что отложения хасаутской серии моложе чегемской. Они наращивают разрез бечасынского комплекса и на севере перекрываются практически неметаморфизованными осадочными образованиями урлешской свиты силурийского возраста. Послекембрийский возраст урлешской свиты наряду с палеонтологическими данными косвенно подтверждается и последними результатами цирконометрии [Somn, 2011]. Оди-ночные зерна окатанных кристаллов циркона из

урлешских алевролитов (образец Ур-1, р. Хасаут) демонстрируют возраст 507 млн лет. Весь спектр по 10 зернам дает размытый конкордантный кластер с усредненным возрастом 528 млн лет. Очевидно, что это только возраст источника сноса вещества в период накопления осадка. Время образования самого осадочного комплекса может быть значительно моложе (ордовик–силур–девон?). Урлешская свита сложена аркозовыми альбит-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями красноцветных алевролитов [Потапенко, 2004], которые, вероятно, сформировались при размыве гранитоидов кембрийского возраста.

Общая мощность вулканогенно-осадочного комплекса пород хасаутской серии, метаморфизованного в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев, превышает 2600 м. Южная часть комплекса подверглась воздействию контактового метаморфизма в температурном поле позднепалеозойских гранитов (U–Pb-возраст малкинских гранитов составляет ~316 млн лет). В этой части разреза преобладают биотит-кварцевые и биотит-альбит-кварцевые сланцы муштинской свиты общей мощностью до 570 м [Потапенко, 2004]. Выше по разрезу залегает первично вулканогенно-осадочный комплекс пород малкинской свиты [Красивская, 1961] с субвулканическими телами плагиогранит-порфиров и диабазов [Потапенко, 2004]. В нижней части малкинской свиты преобладают аповулканогенные амфиболовые, хлоритовые, реже двуслюдяные сланцы. Далее следуют туффиты с метаконгломератами, алевролитами, филлитами и редкими прослоями известняков. Мощность малкинской свиты достигает 1100 м.

Завершает разрез хасаутской серии толща ритмично-слоистых метатUFFитов шиджатмазской свиты мощностью до 1000 м [Потапенко, 2004].

Существуют и другие более дробные схемы стратиграфического деления бечасынского комплекса [Снежко, 2005, Письменный, 2005]. По мнению ряда исследователей, контакты между стратиграфическими подразделениями изначально могли быть тектоническими, вместе они формируют систему смятых покровов [Баранов, Кропачев, 1976; Баранов, 1987]. Возрастные соотношения серий до конца не определены. Традиционно считается, что чем выше степень метаморфизма, тем древнее толща, т.е. чегемскую серию следует считать более древней [Кизевальтер, 1960], однако существуют и противоположные представления [Потапенко, 1982]. В связи с этим особую актуальность приобретают изотопно-геохронологические исследования геологических объектов с ясной структурно-геологической позицией и простой интерпретацией изотопных датировок. Как отмечалось ранее, для этих целей может быть эффективно использована цирконометрия магматических тел с реперным положением в конкретном геологическом разрезе.

**Интрузивный комплекс Бечасынской зоны** представлен тремя возрастными группами — докембрийскими, герцинскими и альпийскими. К первой группе относятся гипабиссальные тела плагиогранит-порфиров, габбро-диабазов и диабазовых порфиров, развитых в северной полосе выходов бечасынского метаморфического комплекса в долине р. Хасаут. Считается, что с их внедрением завершилось формирование вулканитов малкинской свиты, которые подверглись размыву с образованием линз внутриформационных конгломератов. Позднее весь комплекс пород подвергся региональному низкотермальному метаморфизму фации зеленых сланцев [Потапенко, 2004; Шенгелиа и др., 1991]. Забегая вперед, заметим, что такая реперная позиция интрузивов делает их особенно привлекательными для изотопно-геохронологических исследований и датирования всего комплекса вмещающих пород. Очевидно, что цирконометрия магматических тел в этом случае позволяет определить время кристаллизации расплавов на момент их внедрения в осадочный комплекс и, таким образом, фиксирует некоторый верхний предел по времени формирования протолита бечасынского метаморфического комплекса.

В группу раннегерцинских интрузивов входят массивы гипербазитов. Они образуют линзовидные тела или отдельные тектонические блоки, ограниченные зонами разломов. Горячие контакты не отмечены. Часть гипербазитов, вероятно, синхронна образованию палеозойского офиолитового комплекса Передового хребта [Шенгелиа и др., 1991].

Малкинские граниты с горячими рвущими контактами образуют позднегерцинскую группу интрузий, которые прорвали метаморфиты хасаутской серии и сформировали зональные контактовые термальные ореолы. Их внедрение синхронно с образованием постметаморфических гранитоидов зоны Главного хребта Большого Кавказа (290–320 Ма).

В период активизации альпийского магматизма в Бечасынской зоне внедрялись дайки и силлы мезозойских магматитов, связанных с проявлением нижнеюрского андезито-дацитового и андезито-базальтового вулканизма [Шенгелиа и др., 1991].

#### **Характеристика пробы для U–Pb-датирования.**

Из всего комплекса интрузивных пород Бечасынской зоны для U–Pb-датирования протолита (с использованием технологии SHRIMP) наибольший интерес представляет хасаутский комплекс гипабиссальных интрузий. По предварительным геологическим данным их внедрение синхронно накоплению осадков малкинской свиты, поэтому датирование цирконов магматической стадии из этих пород позволит определить возраст формирования протолита хасаутской серии. Для проверки этой гипотезы в рамках проекта «ГИС-Атлас Кавказа» из одной такой интрузии отобрана проба № 539 и направлена для исследований в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Проба № 539 отобрана непосредственно в русле р. Хасаут ниже впадения правого притока р. Мушт из коренных выходов габбро-диабазов. Тело габброидов в виде дайки имеет секущий тектонизированный контакт с вмещающими туфоалевролитами малкинской свиты (координаты точки отбора 43°41'57" с.ш., 42°40'05" в.д.) (рис. 2). В этой зоне сосредоточено множество небольших тел (даек, силлов) плагиогранит-порфиров и габбро-диабазов хасаутского комплекса, которые прорывают метавулканиты малкинской свиты. Сама зона находится на пересечении Хасаутского и Каратюбинского региональных разломов. Хасаутский разлом имеет субширотное простирание и трассирует направление долины р. Хасут. Каратюбинский разлом ориентирован вдоль долины р. Мушт с юго-запада на северо-восток и имеет признаки альпийской активизации. Результаты геологического картирования показывают, что часть гипабиссальных интрузий, вероятно, пространственно связана с этой зоной долгоживущих разломов.

Химический анализ пробы № 539 на основные петрогенные компоненты представлен в табл. 1. Формально, по соотношению щелочей и кремнезема, состав породы соответствует монцогаббродиориту [Middelmost, 1985]. Порода сильно изменена, первоначальный магматический парагенезис практически не сохранился, едва просматриваются остатки диабазовой структуры с лейстами плагиоклаза до 0,5 см. Плагиоклаз почти полностью

замещен агрегатом сосюрита. Клинопироксен замещен актинолитом, хлоритом и карбонатом. В интерстициях образованы эпидот, хлорит, карбонат, пумпеллит. Местами отмечены скопления лейкоксена. В таком виде породу легко можно принять за продукт регионального метаморфизма в условиях начальной стадии фации зеленых сланцев (пумпеллит-актинолитовая ступень). Однако это типичный продукт эпигенетических преобразований габброидов. Соотношение минералов в эпигенетическом парагенезисе примерно следующее: сосюритовая апоплагиоклазовая матрица составляет (%) ~40–50, актинолит 30, хлорит 15, эпидот 15, лейкоксен <5.

Таблица 1

Химический состав пробы № 539 по результатам силикатного анализа

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
51,00	19,90	1,22	5,03	3,37	0,13	0,12
CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	Сумма	
4,39	4,89	2,11	3,14	0,03	99,888	

Эпитермальное воздействие практически не влияет на аксессуарные цирконы габброидов. Судя по экспериментальным данным [Lee et al., 1997], изотопные системы цирконов остаются закрытыми даже в условиях высоких значений температуры гранулитовой фации метаморфизма. Это означает, что цирконы магматической стадии из представленных измененных габброидов вполне можно использовать для датирования возраста интрузивного магматизма.

**Методика исследований.** Изотопно-геохронологические исследования вещества, включая обработку проб, извлечение монофракций минералов и изотопное датирование, проводили в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерение изотопного состава цирконов выполняли на ионном микрозонде «SHRIMP-II» (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II) по стандартной методике [Williams, 1998] с использованием эталонов «91500» и «Темога» [Black et al., 2003]. Измерения на ионном зонде выполнены при величине тока первичных ионов 4 нА (аналитик И.П. Падерин), в каждой точке зондирования набор интенсивности массовых спектров анализировался до 5 раз в диапазоне масс от 196 (Zr<sub>2</sub>O) до 254 (UO). Для обработки измерений использована компьютерная программа SQUID [Ludwig, 2000]. Расчет параметров конкордантности значений полученного возраста проводился исходя из величины погрешности 2σ. Результирующие графики с конкордией (рис. 3) построены с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 1999].

Для исследования отобрана фракция кристаллов циркона размером 100–200 мкм, локальность U–Th–Pb изотопного датирования составляла при

этом ~25–30 мкм. Таким образом, пространственное разрешение ионного зонда позволяло уверенно датировать отдельные зоны роста кристаллов, их центры и края. Однако следует иметь в виду, что такие крупные кристаллы циркона довольно часто содержат древние реликтовые ядра, которые «кочуют» из россыпи в россыпь, из процесса в процесс. Они несут информацию о древних источниках сноса и часто служат причиной увеличения дискордантности датировок (особенно в традиционной цирконометрии).

Первичный отбор зерен для анализа проводили под микроскопом. Непосредственно для датирования пробы № 539 отобрано 50 зерен разной морфологии (произвольная выборка). Часть из них имела неправильную форму, скругленные грани, другие зерна были четко огранены (рис. 4, Б1–Б4). Отобранные зерна монтировали в шашку вместе с эталонами и сошлифовывали примерно на 1/2 толщины. Полученные таким образом срезы полировали и после напыления исследовали на электронном сканирующем микроскопе с катодолуминесцентной приставкой при ускоряющем напряжении 15 кВ.

Исследование изображений цирконов в катодолуминесценции и в отраженных электронах — неотъемлемая часть подготовительных работ при датировании на SHRIMP (рис. 4, А1–А4), это позволяет определить внутренне строение кристаллов, степень их неоднородности, зональность, разделить кристаллы на группы и наметить точки локального датирования на ионном зонде. Состав каждой зоны отражает определенный этап минералообразования и физико-химической эволюции системы. Такой подход выгодно отличает исследования на SHRIMP от традиционных нелокальных методов датирования (несмотря на относительно более низкую точность измерений). Уже на начальной стадии исследований в произвольной выборке цирконов присутствует практически весь генетический спектр кристаллов изучаемой пробы. Высокая локальность анализа дает возможность датировать отдельные зоны кристаллов, центр и края, что позволяет избежать грубых ошибок при генетической интерпретации результатов цирконометрии (ложные дискордии, древние ядра и др.). К сожалению, на практике число точек зондирования ограничено. Тем не менее основные закономерности в неоднородности кристаллов циркона, вариации их изотопного состава обычно удается определить. Из 50 зерен циркона из пробы № 539 на ионном зонде SHRIMP-II исследовано 9 кристаллов. Получены датировки по 10 точкам, результаты измерений приведены в табл. 2.

**Результаты датирования, морфология и внутреннее строение цирконов.** Все полученные U–Pb датировки в пределах ошибки измерения лежат на конкордии (рис. 3). Они образуют спектр возраста от 212 до 1847 млн лет. Если исключить возмож-

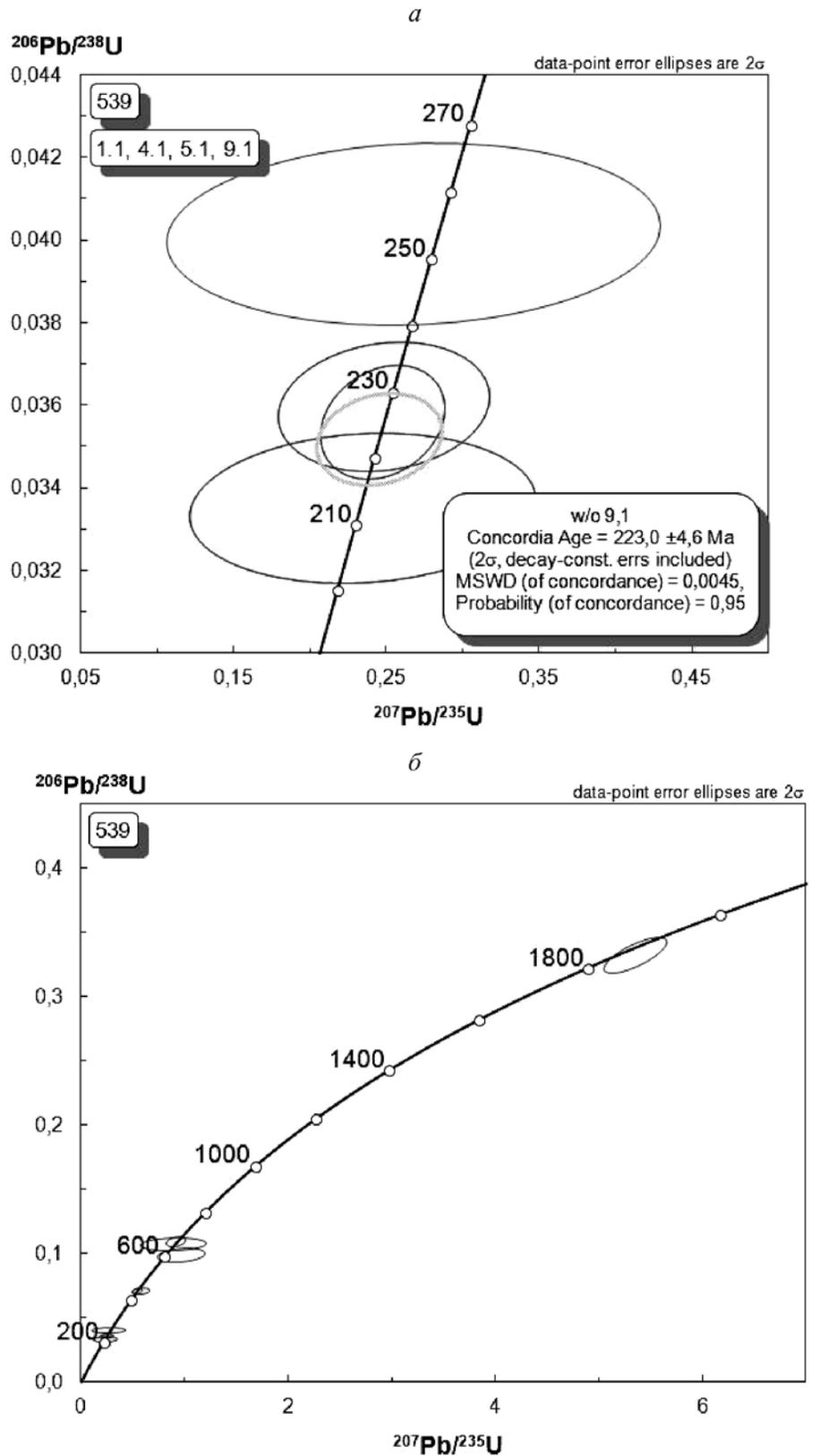


Рис. 3. Результаты датирования цирконов из пробы № 539 нанесены на конкордию с табулированными значениями возраста, млн лет (Ma): *a* — «молодой» возраст (точки съемки 1.1, 4.1, 5.1, 9.1) получен для кристаллов магматической стадии, они фиксируют момент кристаллизации интрузии габброидов (223 Ma) из расчета возраста кластера исключена точка 9.1 (слишком большая ошибка измерения); *b* — остальные точки образуют возрастной спектр 440–1850 Ma, который характеризует возраст различных источников вещества в зоне генерации расплава и частично захваченных боковых пород

Таблица 2

Результаты U–Th–Pb изотопных исследований цирконов из габброидов в долине р. Хасаут  
(Бечасынская зона Кавказа, проба № 539)

Номер зерна и точки	Содержание, г/т (ppm)			Возраст, млн лет (Ma)					Изотопные отношения, %						R		
	$^{206}\text{Pb}_c$	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$						
1.1	0,66	307	188	9,55	0,63	227,7	±4	202	±260	-11	0,0501	±11	0,249	±11	0,03596	±1,8	0,156
2.1	0,42	288	203	27,2	0,73	670,3	±9,3	621	±84	-7	0,0605	±3,9	0,914	±4,2	0,1096	±1,5	0,351
2.2	—	47	83	3,92	1,85	607	±14	956	±190	58	0,071	±9,4	0,965	±9,7	0,0987	±2,4	0,253
3.1	0,41	595	188	36,3	0,33	440,9	±5,8	443	±72	1	0,0558	±3,3	0,544	±3,5	0,0708	±1,4	0,388
4.1	1,49	218	95	6,37	0,45	212,4	±4,6	232	±450	9	0,0508	±20	0,235	±20	0,0335	±2,2	0,112
5.1	0,50	403	190	12,4	0,49	225,4	±3,5	217	±150	-4	0,0505	±6,5	0,248	±6,7	0,03559	±1,6	0,238
6.1	0,38	312	223	19,1	0,74	442,5	±6,4	561	±130	27	0,0588	±5,9	0,576	±6,1	0,071	±1,5	0,246
7.1	1,37	142	176	13,2	1,28	656	±12	616	±310	-6	0,0604	±14	0,89	±15	0,1072	±1,9	0,131
8.1	0,03	735	83	210	0,12	1847	±28	1911	±28	3	0,117	±1,5	5,35	±2,3	0,3318	±1,7	0,748
9.1	1,46	246	127	8,62	0,53	253,7	±5,6	121	±580	-52	0,048	±25	0,268	±25	0,04014	±2,2	0,091

Примечания. Ошибки единичных измерений приведены исходя из величины стандартного отклонения  $1\sigma$ .  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — обычный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки на стандарте для данной серии измерений составила 0,60%. Поправка на обычный свинец рассчитана с учетом измерений изотопа  $^{204}\text{Pb}$ ; D — дискордантность, %:  $D = [\text{возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1] \cdot 100$ ; R — коэффициент корреляции погрешностей.

ность лабораторного загрязнения пробы, то такая картина для магматических пород складывается в двух случаях: либо при захвате магмой древних ксеногенных цирконов из ассимилированных боковых пород, либо когда зона генерации расплава в земной коре могла быть источником таких древних цирконов. В обоих случаях изотопные системы ксеногенных цирконов не успели переуравновеситься из-за кратковременности температурного воздействия на магматической стадии процесса. Такие случаи захвата древних цирконов магматическими расплавами хорошо известны. Если спектр возраста циркона в исследовании представлен достаточно полно, то очевидно, что самые молодые датировки должны отражать время кристаллизации расплава. В идеальном случае такие датировки должны образовывать конкордантный возрастной кластер, а сами кристаллы циркона этой группы должны иметь сходные характеристики по морфологии, составу и физико-химическим свойствам.

Формально весь спектр исследованных цирконов из пробы № 539 можно разделить на 4 группы. Наибольший интерес для датирования интрузива представляет *первая группа* — новообразованные кристаллы циркона магматической стадии (точки съемки 1.1, 4.1, 5.1, 9.1). Это прозрачные кристаллы призматической формы с хорошей огранкой и коэффициентом удлинения 1:3÷1:4, с четким гранями и ребрами (рис. 4, Б). Они часто имеют пирамидальные вершины на одном конце призмы и «корни друзового роста» на другом, что указывает на их первоначальный рост в расплаве в виде агломерированных сростков из одного центра. Доля таких свежих зерен циркона в выборке составляет

40–50%. Их датировки образуют устойчивый кластер с возрастом ~220 млн лет (рис. 3, б). Содержание U в них колеблется в пределах 200–400 г/т, Th 100–200 г/т, торий-урановое отношение составляет 0,4–0,6. В катодоллюминесценции видно (рис. 4, А), что кристаллы имеют тонкую ритмическую зональность и не содержат унаследованных обломочных ядер. Регенерационные каймы также отсутствуют или они очень тонкие.

*Вторая группа* зерен имеет возраст ~440 млн лет (точки съемки 3.1, 6.1). Это асимметричные обломки кристаллов со следами кристаллизационной регенерации, огранка сглажена, зональность размытая, асимметричная, с обломками древних ядер внутри (рис. 4, А2–Б3). Содержание урана 300–600, тория ~200 г/т, торий-урановое отношение 0,3–0,7.

*Третья группа* цирконов имеет докембрийский возраст ~650 млн лет (точки съемки 2.1, 2.2, 7.1) (рис. 4, А1–Б1, А3–Б3). Она представлена трициноватыми округлыми зернами со стертymi и растворенными гранями. В катодоллюминесценции эти зерна демонстрируют четкую химическую зональность — центр, богатый ураном (~290 г/т), с возрастом 670 Ма; край, обедненный ураном (50 г/т), с возрастом 610 Ма. Торий-урановое отношение возрастает от 0,75 до 1,85.

*Четвертая группа* представлена единичным зерном с возрастом ~1,85 Га (точка съемки 8.1) и с очень большой ошибкой измерения (28 Ма). Это самое древнее зерно в исследованной выборке, оно характеризуется высоким содержанием урана (735 г/т) и пониженным торий-урановым отношением (0,12). Форма зерна скругленная,

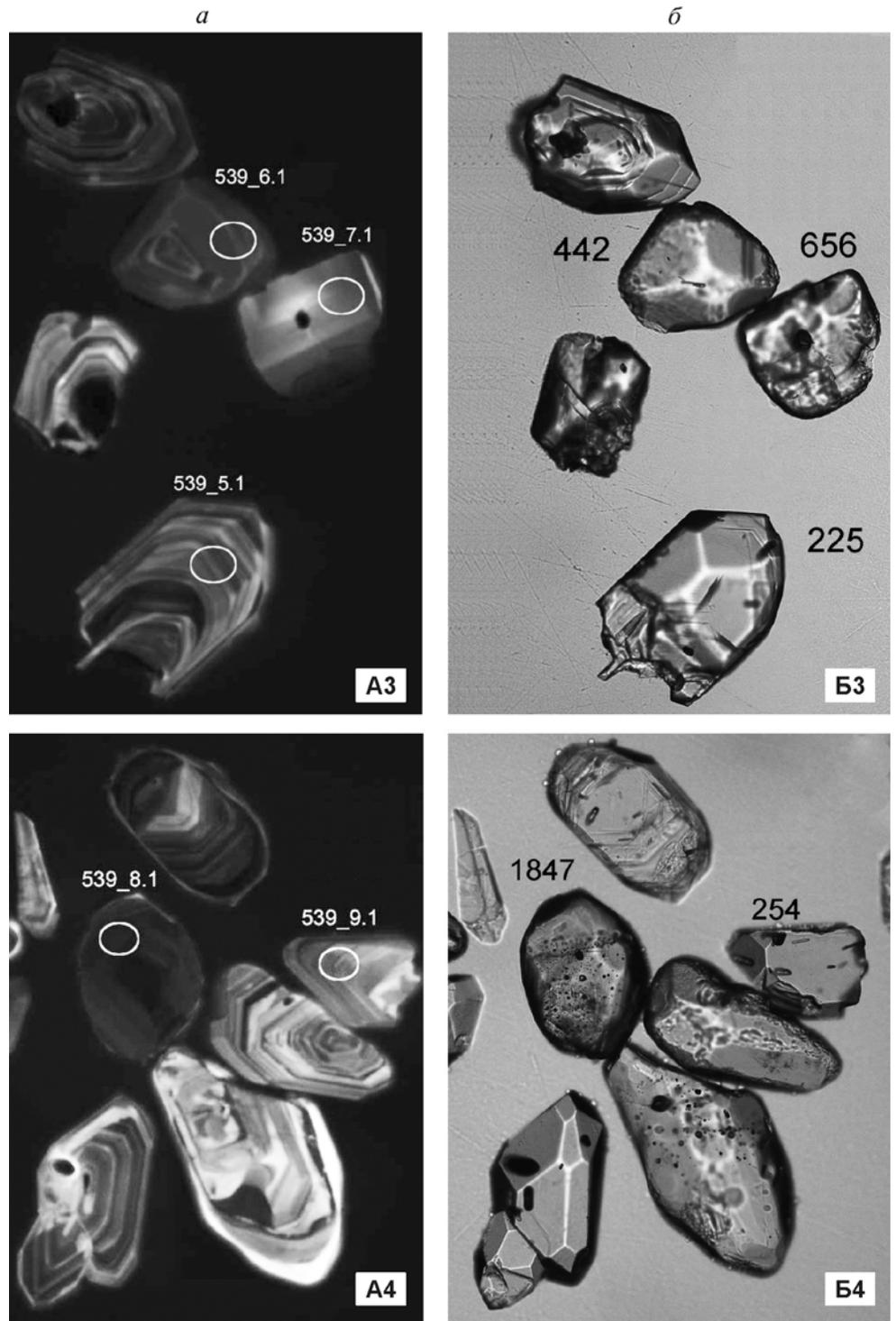


Рис. 4. Изображение кристаллов циркона из пробы № 539 (фракция 100–200 мкм) в катодолюминесценции (а) и в проходящем свете (б). Кадры имеют построчное соответствие. Участки зондирования и номера точек показаны на срезах зерен в катодолюминесценции (колонка а). U–Pb-датировки (Ma) для тех же зерен построчно приведены в колонке б. Молодые кристаллы магматической стадии имеют хорошую огранку и тонкую осциллирующую зональность, древние ядра в них обычно отсутствуют

поверхность шероховатая. Зональность кристалла концентрическая, размытая, центр обогащен ураном (рис. 4, А4–Б4).

Из приведенных выше данных видно, что только самая молодая группа датировок отражает этап магматической кристаллизации при внедрении габброидов в метаморфический субстрат. Эта группа (точки 1.1, 4.1, 5.1) образует на конкордии (рис. 3, б) кластер с возрастом  $223 \pm 4,6$  млн лет и относительно высокой конкордантностью (вероятность 0,95; СКВО=0,0045). Точка 9.1 исключена нами из расчетов возраста из-за слишком большой

ошибки измерения. Остальные кристаллы циркона с более древними датировками к рассматриваемому магматическому процессу прямого отношения не имеют, они могут лишь косвенно характеризовать возраст источника генерации расплава габбро или являются результатом общей контаминации расплава в процессе интродуирования и миграции.

Полученный мезозойский (по предварительным данным триасовый) возраст магматизма в Бечасынской зоне не согласуется с существующими геологическими представлениями и может в корне изменить взгляды на происхождение хасаутского

гипабиссального интрузивного комплекса. Конечно, это только единичное измерение в пределах одного интрузивного тела, но поскольку выбор интрузии был случайным, то велика вероятность того, что таких тел может оказаться гораздо больше. Проверить это довольно сложно, ставить специальную задачу по датированию хасаутского гипабиссального интрузивного комплекса сегодня вряд ли возможно. Вероятно, следует ограничиться более детальными геологическими наблюдениями, а также провести сравнительный петрологический анализ гальки из внутрiformационных конгломератов малкинской свиты и их возможных интрузивных аналогов из коренных пород в долине р. Хасаут и за ее пределами. Такой анализ позволит определить наиболее вероятный магматический источник сноса вещества и наметить направление дальнейших исследований.

#### **Возраст метаморфизма и изотопные датировки.**

В результате изотопных исследований возраст хасаутской серии не был определен, протерозойский возраст габброидов не подтвердился, а цирконометрия явно указывает на проявление триасового магматизма на Большом Кавказе. В то же время последние данные цирконометрии детритовых цирконов протолита бечасынского комплекса показывают, что возраст этой структуры не протерозойский, а раннепалеозойский [Somin, 2011], причем некоторая часть осадочных образований даже моложе ордовика (440 Ма). Однако вопрос о возрасте метаморфизма бечасынского комплекса при этом остается открытым.

Проблема изотопного датирования пород метаморфического комплекса состоит из двух частей, это проблема определения возраста протолита (возраст накопления исходных осадочных толщ до метаморфизма) и проблема датирования возраста метаморфизма (возраст термального события). В самом общем виде проблема решается путем мультиизотопного датирования с использованием изотопных сенсоров (минералов) с разными значениями температуры закрытия изотопных систем. Температура закрытия ( $T_c$ ) геохронологической системы (или температура включения геохронометра) в условиях медленного охлаждения, согласно [Dodson, 1973], может быть определена, как температура в тот момент времени, которому соответствует ее измеренный с помощью радиоизотопных методов «кажущийся» возраст.

С точки зрения кинетики и термодинамики процесса изотопные геохронометры включаются, когда химический потенциал продуктов распада радиоактивных элементов не успевает выравняться в среде, и дочерние атомы начинают в заметном количестве накапливаться в структуре минералов. Этот процесс контролируется скоростью объемной диффузии компонентов в кристаллической структуре минералов. Скорость диффузии резко уменьшается с падением темпе-

ратуры, что в определенный момент приводит к запуску изотопных «часов». Расчеты показывают, что в зависимости от скорости охлаждения разница во времени между термальным событием (пиком метаморфизма, магматизма) и моментом включения радиоизотопных «часов» может составить несколько миллионов и даже сотен миллионов лет в случае К–Аг-системы слюд. В то же время U–Pb изотопная система цирконов может оставаться законсервированной даже в условиях высокой температуры гранулитовой фации метаморфизма, и древние детритовые ядра часто вносят путаницу в датировку термальных событий. Этим объясняется разница в показаниях разных геохронометров. В условиях общей регрессивной температурной эволюции метаморфической системы изотопные системы в разных минералах закрываются при разных значениях температуры (в разных температурно-временных окнах). Это обстоятельство лежит в основе термохронологического подхода в геохронологии, который позволяет изучать температурную эволюцию системы во времени. Термохронологический подход к анализу температурной эволюции разнообразных геологических объектов хорошо зарекомендовал себя на практике [Berger, York, 1981; Герасимов, Савко, 1995; Gerasimov et al., 1997; Герасимов и др., 1998; Philippot et al., 2001., Герасимов и др., 2004] и помогает избежать многих трудностей при интерпретации геохронологических данных.

Многочисленные К–Аг-датировки бечасынского метаморфического комплекса показывают время (возраст) на момент охлаждения метаморфических сланцев и гнейсов до температуры закрытия изотопных систем в минералах-сенсорах. Для серицита и мусковита эта температура при медленном охлаждении составляет 250–300 °С. Она рассчитывается по теории М.Х. Додсона с использованием экспериментальных данных о диффузии Аг в кристаллических структурах минералов. Для чегемской серии накоплено множество радиоизотопных данных, К–Аг-датировки представлены спектром определения возраста 350–370 млн лет [Шенгелиа и др., 1991]. Отдельные датировки мусковита составляют 385 млн лет [Потапенко, 1968]. Для хасаутской серии характерен аналогичный спектр значений возраста, за исключением области контактового метаморфизма позднепалеозойских малкинских гранитов, где К–Аг-датировки омоложены и составляют 280–310 млн лет. Температурный пик регионального метаморфизма фации зеленых сланцев в Бечасынской зоне Кавказа по петрологическим оценкам не превышал 400–420 °С [Шенгелиа и др., 1991].

Поскольку, как отмечено ранее, одно из детритовых зерен циркона из таллыкольской свиты имеет возраст 441 млн лет [Somin, 2011], то можно приблизительно оценить длительность цикла метаморфизма. Весь спектр данных мультиизотопного

датирования показывает, что геологический цикл, который включает период накопления осадков, их погружение, региональный метаморфизм с температурным пиком  $\sim 400^\circ\text{C}$  и его ретроградную стадию с охлаждением до  $300^\circ\text{C}$ , охватывает период от ордовика до карбона (440–350 Ма). При этом температурный интервал от пика зеленосланцевого метаморфизма до момента закрытия К–Аг изотопной системы калиевых слюд составляет  $\sim 100^\circ\text{C}$ . Термохронологические расчеты показывают, что скорость охлаждения на ретроградной стадии регионального метаморфизма обычно составляет несколько градусов за миллион лет. Так, для андалузитовых сланцев г. Чегет в зоне Главного хребта Большого Кавказа средняя скорость охлаждения метаморфической системы составила величину  $\sim 2^\circ\text{C}/\text{Ma}$  [Герасимов и др., 2004]. Если воспользоваться этим приближением, то время на остывание К–Аг изотопной системы слюд от температуры пика метаморфизма в Бечасынской зоне до момента включения изотопных «часов» составит  $\sim (100^\circ\text{C} / 2^\circ\text{C}/\text{Ma}) = 50 \text{ Ma}$  (линейная аппроксимация).

Поскольку большинство К–Аг-датировок лежит в интервале 350–370 млн лет, то геологический возраст пика метаморфизма окажется в среднем на 50 млн лет древнее, т.е. составит 400–420 млн лет. Отметим, что эта оценка возраста метаморфизма близка к возрасту синметаморфических гранитоидов кристалликума Большого Кавказа, для которых по данным цирконометрии получены датировки в интервале 420–460 млн лет [Герасимов и др., 2010]. Кроме того, позднесилурийский возраст метаморфизма (420 Ма) получен с помощью термохронологических реконструкций для андалузитовых сланцев в зоне Главного хребта [Герасимов и др., 2004]. В этом случае возраст пика метаморфизма становится синфазным с началом формирования вулканогенно-осадочного комплекса Передового хребта. Последнее обстоятельство может свидетельствовать о наличии единого источника генерации тепла в среднем палеозое при формировании кристаллического основания Большого Кавказа. Тогда низкотемпературный метаморфизм фации зеленых сланцев должен был наложиться на весь комплекс пород (протолит) Бечасынской зоны, в том числе и на силурийские (ордовикские?) песчаники урлешской свиты.

Этот вопрос требует дополнительного объяснения. Ранее считалось, что хасаутская серия сначала была метаморфизована в протерозое, затем последовал перерыв в осадконакоплении, размыв, накопление осадков урлешской свиты и повторный низкотемпературный метаморфизм [Потапенко, 2004]. Теперь же из схемы геологического развития региона древний протерозойский метаморфизм следует исключить, так как это термальное событие не находит никаких подтверждений. В то же время разница в степени метаморфизма урлешской

свиты и верхов хасаутской серии практически отсутствует. Действительно, аркозовые альбит-кварцевые песчаники и алевролиты урлешской свиты относятся к слабометаморфизованным породам серицит-хлоритовой субфации, в их цементе появились новообразованный серицит и хлорит [Шенгелиа и др., 1991]. Этой же субфации соответствует степень метаморфизма верхней части хасаутской серии.

В малкинском разрезе песчаники и алевролиты урлешской свиты с размывом и угловым несогласием залегают на флишоидной формации ритмично-слоистых туффилов шиджатмазской свиты [Потапенко, 2004]. Степень метаморфизма флишоидной формации определяется наличием прослоев хлорит-серицитовых и кварц-альбит-эпидотовых сланцев, а это значит, что они также метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации. И здесь, скорее, разница только в различном литологическом составе пород, в разной компетенции песчаников и туффилов, дисперсности и проницаемости, а по данным картирования часть контактов между свитами тектонизирована. Все это, возможно, усиливало представление о контрастности и фациальной неоднородности указанных толщ и приводило к ложным представлениям о древнем докембрийском метаморфизме. Кроме того, в позднем карбоне структура бечасынского комплекса была запечатана постметаморфическими малкинскими гранитами, которые сформировали в экзоконтакте обширные зональные термальные ореолы с преобразованием пород зеленосланцевого комплекса вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма [Шенгелиа и др., 1991]. Очевидно, это термальное событие может вносить дополнительную путаницу как при датировании, так и при картировании участков контактового метаморфизма в пределах бечасынского комплекса, особенно в тех случаях, когда зона непосредственного контакта с гранитами перекрыта мезозойским чехлом или еще не вскрыта и находится на глубине (в случае пологого контакта). Отличить продукты контактового и регионального метаморфизма при относительной близости термодинамических параметров процесса становится довольно сложно. Но, несмотря на все эти трудности, достаточно очевидно, что слабометаморфизованные песчаники урлешской свиты (добиотитовая субфация) необходимо включить в состав бечасынского комплекса, что фактически уже сделали ранее грузинские геологи [Шенгелиа и др., 1991]. А региональный метаморфизм комплекса следует считать одноактным термальным событием в палеозое, на рубеже силура и девона.

**Закключение.** Древний кристаллический фундамент Кавказа ранее считался докембрийским образованием. Так, метаморфические породы Главного Кавказского хребта первоначально были отнесены к архею [Герасимов, 1929]. Предполагалось, что и интрузии хасаутского комплекса

имеют докембрийский возраст, теперь очевидно, что часть интрузий может быть значительно моложе и, как в рассматриваемом нами случае, иметь мезозойский возраст. На данном этапе исследований можно говорить только об одной гипабиссальной интрузии габбро-диабазов с возрастом 223 млн лет, тем не менее этот факт может привести к пересмотру региональных стратиграфических схем и существенной коррекции тектономагматических событий на Северном Кавказе.

В частности, в зоне Хасаутского разлома магматическая активность в триасе может быть прямо связана с проявлением более позднего юрского магматизма в Бечасынской зоне Кавказа. Так, на продолжении линияментов Хасаутского разлома, который прослеживается под чехлом в западном направлении, сосредоточены небольшие интрузии диоритов и гранодиоритов маринского комплекса. Раннеюрский возраст этих интрузий не вызывает сомнений, поскольку они прорывают отложения плинсбах и перекрыты песчаниками и известняками аалена [Потапенко, 2004]. Отдельные, валовые К–Аг-датировки дацитов и долеритов маринского комплекса демонстрируют возраст 205 и 187 млн лет соответственно [Борсук, 1979]. В этом случае временной разрыв между проявлениями триасового и юрского магматизма в Бечасынской зоне Кавказа составит всего ~20–30 млн лет, что, вероятно, позволит рассматривать эти два события в рамках единого раннемезозойского тектономагматического цикла. Кроме того, это обстоятельство может указывать на то, что в долине р. Хасаут может оказаться значительно больше интрузий мезозойского возраста, а докембрийский магматизм отсутствует вообще.

Что касается качества самой датировки мезозойского магматизма в Бечасынской зоне, еще раз отметим, что для датирования времени кристаллизации интрузии из всего спектра цирконов могут быть использованы только самые молодые кристаллы, относящиеся к магматической стадии процесса. Это хорошо сформированные кристаллы циркона первой группы с возрастом ~220 млн лет, что формально соответствует позднему триасу. Известно, что изотопная система циркона достаточно консервативна, поэтому с точки зрения

термохронологии существенных поправок на время остывания интрузии и диффузионные потери свинца в данной ситуации трудно ожидать. Гипабиссальные интрузии габброидов внедрялись в относительно холодные породы палеозойского фундамента, что приводило к их быстрой кристаллизации и охлаждению. Температура закрытия U–Pb-системы циркона в этом случае достаточно высока и составляет >900 °C [Lee et al., 1997], поэтому диффузионными потерями свинца на постмагматическом этапе можно пренебречь, и возраст магматических цирконов практически совпадет с возрастом внедрения интрузии.

Полученные термохронологические оценки возраста метаморфизма бечасынского комплекса (конец силура–начало девона) предварительные, они сделаны по литературным данным, без достаточного учета гранулометрического изучения минералов — изотопных сенсоров. Тем не менее с точки зрения региональной геологии эти датировки выглядят правдоподобными. Они коррелируют с последними данными по цирконометрии фундамента Большого Кавказа [Somin, 2011] и другими данными изотопного датирования регионального метаморфизма на Кавказе, а также демонстрируют синфазность начала эндогенной активности и формирования вулканогенно-осадочного комплекса Передового хребта. Все это подтверждает правильность полученных нами оценок возраста метаморфизма бечасынского комплекса.

Для более точного определения возраста метаморфизма необходимы дополнительные изотопно-термохронологические исследования, однако радикальной переоценки возраста, видимо, не произойдет. Даже если скорость охлаждения метаморфической системы в наших расчетах увеличится в 1,5–2 раза (что для регионального метаморфизма вполне допустимо), то поправка на время остывания изотопной системы уменьшится до 25–30 млн лет. Возраст пика метаморфизма Бечасынской зоны в этом случае переместится ближе к середине девона, что практически не отразится на регионально-геологических построениях. Но с физической точки зрения региональные вариации геотермального режима такого порядка вполне возможны, и их необходимо принимать во внимание при геологических реконструкциях.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–111.

Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 45–154.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.

Герасимов А.П. К вопросу о возрасте древнейших свит Северного Кавказа // Изв. Геол. комитета. 1929. Т. 48, № 7. С. 919–929.

Герасимов В.Ю., Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Письменный А.Н. Термохронологическое моделирование возраста метаморфизма андалузитовых сланцев Кавказа // Тез. докл. XVII симпозиума по геохимии изотопов имени А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ, 2004. С. 61–62.

Герасимов В.Ю., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Цирконометрия метагранитоидов кристалликума Большого Кавказа // Магматизм и метаморфизм в истории Земли:

Мат-лы XI Всеросс. петрогр. совещ. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 167–168.

*Герасимов В.Ю., Савко К.А.* Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 563–577.

*Герасимов В.Ю., Савко К.А., Лебедев В.А., Аракеляни М.М.* Термохронологический подход в определении возраста гнейсов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по методу  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  с лазерным отбором проб // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 1998. № 5. С. 59–61.

*Кизевальтер Д.С.* Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа // Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ. Т. 2. М.: Гостехиздат, 1960. С. 67–116.

*Красивская И.С.* Новые данные о стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 3. С. 906–909.

*Письменный А.Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Листы К-38-I–VII (Кисловодск). Приложение 1. Эссендуки: ФГУГП «Кавказгелсъемка», 2005.

*Потапенко Ю.Я.* Тектоника. Бечасынская зона // Геология СССР. Т. 9, ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 618–621.

*Потапенко Ю.Я.* Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. 168 с.

*Потапенко Ю.Я.* Бечасынская зона. Бечасынский метаморфический комплекс // Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. С. 9–18.

*Потапенко Ю.Я.* Геология Карачаево-Черкесии. Карачаевск: КЧГУ, 2004. 153 с.

*Снежко В.А.* Рифейские стратифицированные образования Карачаево-Черкесской зоны Центрального Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 87–94.

*Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л.* и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 232 с.

*Berger G.W., York D.* Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating experiments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45. P. 795–811.

*Black L.P.* et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U–Pb-geochronology // Chem. geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

*Dodson M.H.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 40, N 3. P. 259–274.

*Gerasimov V.Yu., Karpenko M.I., Ivanenko V.V., Rastias J.T.* Cooling rate in the contact aureole of a Rapakivi Massif and thermochronology // Terra Nova. 1997. Vol. 9. Abstr. EUG 9. P. 68.

*Lee et al.* Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. Vol. 390. P. 159–162.

*Ludwig K.R.* SQUID 1.00. // User's Manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publi. 2000. N 2.

*Ludwig K.R.* User's Manual for ISOPLOT/EX, Version 2.10. // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publi. 1999. N 1a. 22 p.

*Middlemost E.A.K.* Magmas and Magmatic Rocks. An introduction to igneous petrology. London, N.Y.: Longman. 1985. 266 p.

*Philippot P., Perchuk A.L., Blichert-Toft J.* et al. Lu–Hf and Ar–Ar geochronology confirms extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // Tectonophys. 2001. Vol. 342. P. 23–38.

*Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. P. 545–610.

*Williams I.S.* U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Поступила в редакцию  
23.03.2015

УДК 552.331.1:551.733.1(470.55/.57)

Ал.В. Тевелев<sup>1</sup>, И.А. Кошелева<sup>2</sup>, А.О. Хотылев<sup>3</sup>, И.А. Прудников<sup>4</sup>, Арк.В. Тевелев<sup>5</sup>

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ КОЗЛИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА ГАББРО И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Описаны массивы габбро и гранитоидов козлинорогского плутонического комплекса раннего ордовика, дана петрографическая и геохимическая характеристика пород. Приведены новые данные об изотопном возрасте пород, определенном U–Pb-методом (SRIMP) по цирконам, — 476–470 млн лет (ранний ордовик). Выделены две группы плутонитов, одна из которых соответствует породам нормального ряда, а другая — породам повышенной щелочности. Первая группа слагает массивы в западном ареале распространения комплекса, а вторая — массивы восточного ареала. В гранитоидах обоих ареалов присутствуют щелочные амфиболы, а среди пород восточного ареала имеются нефелиновые сиениты. Предполагается, что козлинорогский комплекс представляет собой сложно построенную мультиплетную серию.

*Ключевые слова:* Южный Урал, щелочные гранитоиды, изотопный возраст, редкоземельные элементы, мультиплетная серия.

This article describes gabbro and granitoid massifs of plutonic Early Ordovician Kozlinogorsky complex. Petrographic and geochemical characteristics of the rocks are also given. We represent new data on the isotopic age of the rocks defined by zircon U–Pb method (SRIMP) — 476–470 Ma (Early Ordovician). Two groups of plutonites are distinguished; one of them corresponds to the normal-alkaline rocks and the other to the high-alkaline rocks. The first group composes massifs located in the western area of the complex, and the second in the eastern area. In both areas, there are alkaline granitoids and amphiboles, and among the rocks of the eastern area, there are nepheline syenites. It is assumed that Kozlinogorsky complex is a multiplet succession of complicated structure.

*Key words:* Southern Urals, alkaline granitoids, isotopic age, rare earth elements, multiplet succession.

**Введение.** Козлинорогский плутонический комплекс выделен геологами ОАО «Челябинскгеосъемка» Н.С. Кузнецовым и В.И. Петровым с коллегами в 2008 г. при проведении геологического доизучения в масштабе 1:200 000 листа N-41-I вблизи крупного Мерзелинского сдвига-надвига, по которому в этой части восточного склона Урала сочленяются Уфалейская и Башкирская структурно-фациальные зоны (рис. 1). По представлениям упомянутых исследователей, изучавших массивы восточного ареала распространения комплекса, он включает субщелочные и щелочные породы основного, среднего и кислого состава двух фаз внедрения: 1-я фаза — субщелочные габбро (до габбро); 2-я фаза — граносиениты (до гранодиоритов), сиениты, нефелиновые сиениты и щелочные лейкограниты. Ассоциация щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов раннепалеозойского воз-

раста в этой части западного склона Урала описана в 1971 г. А.И. Белковским и И.Н. Локтиной при проведении поисковых работ на редкие металлы. Основная задача проведенных нами исследований состояла в том, чтобы определить состав и возраст пород, относимых к козлинорогскому комплексу в западном ареале его распространения, на территории листа N-40-VI. Выяснилось, что состав комплекса здесь несколько иной. Породы оказались менее щелочными, хотя среди них также присутствуют щелочные разновидности — рибекитовые и арфведсонитовые. Нефелиновых сиенитов в западном ареале нет.

Аналитические работы, результаты которых использованы в статье, выполнены в специализированных лабораториях: 1) в лаборатории ИМ УрО РАН, (г. Миасс) — силикатный анализ методом «мокрой» химии; 2) в Центре изотопных

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, доктор геол.-минерал. н.; *e-mail:* atevelev@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. инженер, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* foxalbit@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* akhotylev@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail:* prudnikov@gmail.com

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, доктор геол.-минерал. н.; *e-mail:* arctevelev@rambler.ru

исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) — определение изотопного возраста цирконов на приборе «SHRIMP-II» по стандартной методике; 3) в лаборатории ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) — анализ на рассеянные и редкоземельные элементы (масс-спектрометрия методом индуктивно связанной плазмы на масс-спектрометре «Elan 9000»); 4) в лаборатории тонких методов исследования вещества геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова — микронзондовый анализ минералов («CamScan Link», аналитик В.О. Япаскурт); 5) в геохимической лаборатории геологического факультета МГУ — анализ на рассеянные и редкоземельные элементы (масс-спектрометрия методом индуктивно связанной плазмы на масс-спектрометре «Elan 9000», аналитик А.Ю. Бычков); 6) в лаборатории ИГиМ СО РАН —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование методом ступенчатого прогрева (аналитик А.В. Травин).

**Общая геологическая характеристика региона.**

Козлиногорский комплекс в западном ареале распространения представлен несколькими линейными массивами, вытянутыми в северо-северо-западном направлении и имеющими линзообразную форму. Длина массивов ~2–4 км при наибольшей ширине около 600 м. Массивы часто окружены зонами инъекционных мигматитов. Трудность выделения пород козлиногорского комплекса в западном ареале, кроме того, состоит в том, что они расположены среди гнейсов и мигматитов кувашской свиты рифея и слюдяногорской свиты нижнего протерозоя и, в отличие от аналогичных пород восточного ареала, интенсивно гнейсированы и расщелочены. Ксенолиты гранитоидов козлиногорского комплекса отмечены в гранитах ранне-среднекаменноугольного уфалейкинского комплекса.

*Первая фаза* представлена небольшими телами габброидов, расположенными в экзо-контактах тел гранитоидов среди вмещающих серицит-хлоритовых сланцев кувашской свиты. Макроскопически это зеленовато-серые, крупнокристаллические, пятнистые породы, сложенные приблизительно на 50% черными изометричными зернами пироксена размером до 10 мм. Зерна полностью эпидотизированного серовато-зеленого плагиоклаза размером до 12 мм составляют 45–50%. В породе присутствуют многочисленные кристаллы пирита (до 2–5%) размером до 5 мм. Встречаются биотитовые метаморфизованные габбро с крупными (до 5 мм) кристаллами биотита (до 15%), скорее всего, развивающегося по пироксену. В этих габбро обнаружены и отдельные кристаллы граната. Порфириовидные темно-серые микрогаббро (эндоконтактные зоны тел габбро) имеют тонкозернистую серовато-зеленую основную массу и 10–12% фенокристаллов пироксена размером до 3–4 мм.

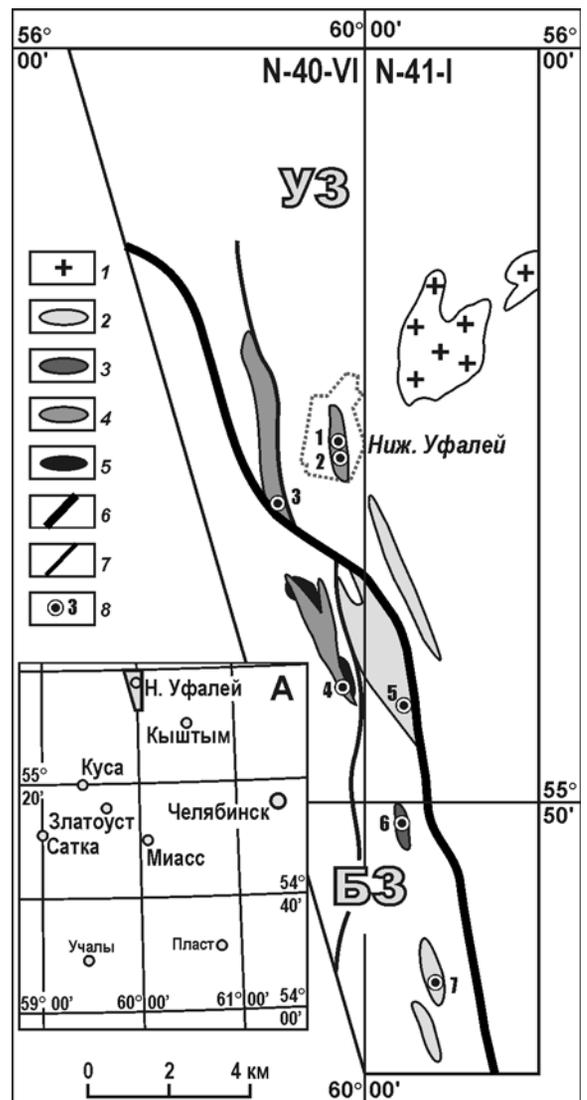


Рис. 1. Схема расположения участка работ: 1 — массивы гранитов уфалейкинского комплекса; 2–5 — массивы козлиногорского комплекса: 2, 3 — массивы восточного ареала (2 — 2-й фазы, 3 — 1-й фазы), 4, 5 — массивы западного ареала (4 — 2-й фазы, 5 — 1-й фазы); 6 — Мерзелинский разлом; 7 — разрывные нарушения; 8 — места взятия проб и их номера (см. в тексте). Буквами на схеме обозначены структурно-фациальные зоны: УЗ — Уфалейская, БЗ — Башкирская

*Вторая фаза* — граниты, граносиениты, щелочные граниты, щелочные лейкограниты обнажены в береговых обрывах р. Уфалейка, во врезках шоссе Уфалейка — Нижний Уфалей, а также на улицах пос. Нижний Уфалей. Граниты и лейкограниты имеют розовато-белую окраску и крупнокристаллическую структуру, они в разной степени гнейсированы. Зерна кварца размером до 5–7 мм составляют ~25%, часто вытянуты по гнейсоватости. Основная масса сахаровидная, массивная, сливная, представлена плагиоклазом и щелочным полевым шпатом. Среди основной массы присутствуют единичные зерна биотита, щелочных амфиболов и редкие кристаллы магнетита.

Отдельные мелкие тела сложены мелко-, среднезернистыми желтовато-серыми разгнейсованными биотитовыми гранитами. Количество биотита

не превышает 10%, размер листочков до 2–3 мм. Гнейсовидность обусловлена полосчатым распределением биотита и кварца. В целом минеральный состав следующий (%): калиево-натриевый полевой шпат 30–40, кварц 30, плагиоклаз 20, биотит и рудный минерал 1–3. Кроме того, присутствуют гнезда размером 3–4 мм, сложенные мелкозернистым рибекитом или арфведсонитом, размер отдельных кристаллов  $\leq 1$  мм.

**Петрографическая характеристика пород комплекса.** Выделены четыре главных разновидности габбро 1-й фазы внедрения и семь — кислых пород 2-й фазы.

*Габбро пироксен-плагиоклазовые* с габбровой структурой, массивной текстурой состоят из крупных (до 0,5 см) зерен пироксенов, а также из лейст плагиоклаза, тесно сближенных, катаклазированных и пересеченных прожилками и неопределенными мелкозернистыми массами эпидота, кварца, хлорита (размер зерен до 0,1–0,5 мм). Плагиоклаз представлен тонкосдвойникованными широкими сосюритизированными табличками с большим количеством включений эпидота, лучиков серицита и мусковита, пироксен — широко табличчатыми кристаллами, он часто дает гломеропорфировые сростки, сильно изъеденные вторичными минералами — эпидотом, серицитом, хлоритом.

*Габбро амфиболовые.* Порода средне-крупнозернистая с атакситовой текстурой, габбровой, габброофитовой и пойкилоофитовой структурой. В крупнозернистых участках до 60% составляют хорошо оформленные зерна амфибола размером до 1–1,5 мм, в промежутках находится более мелкий плагиоклаз и редко кварц. Плагиоклаз основного состава образует скопления, он обладает пойкилоофитовой структурой с включениями амфиболов. Промежутки между крупными кристаллами амфибола заполнены мелкими выделениями амфибола, полевого шпата, агрегатом хлорита и эпидота. Агрегаты этих минералов в породах образуют значительные массы с гетеробластовой гранобластовой структурой.

*Габбро порфириовидные габбровой структуры* на 40% сложены темноцветными минералами, около 55% составляет плагиоклаз, ~5% — вторичные минералы: эпидот, серицит, кварц, которые в виде агрегатов, масс и цепочек развиваются как по пироксену, так и по плагиоклазу. Размер зерен пироксена и плагиоклаза от 0,5 до 1,0 мм. Пироксен в основном табличчатый, имеет широкие келифитовые каймы из амфибола, хлорита и серицита, встречаются зерна пироксена с типично авгитовым габитусом, с бесцветной центральной частью и келифитовой оторочкой амфибола. Иногда попадаются крупные выделения (до 0,5 мм) идиингсита.

*Габбро мелко-, среднезернистые, такситовые* с офитовой и габбро-офитовой, габбровой, местами пойкилоофитовой структурой. В породе имеются

участки с габбровой структурой, с приблизительно одинаковыми толстостолбчатыми кристаллами пироксена и плагиоклаза. На участках с пойкилоофитовой структурой в крупных зернах пироксена присутствуют включения лейст плагиоклаза. В целом структуру можно считать порфириовидной, в которой фенокристаллы резко преобладают над основной массой. К порфириовым выделениям относятся табличчатые или короткопризматические зерна пироксена размером до 6 мм (до 70% объема породы). Табличчатые выделения плагиоклаза (андезина) размером до 2,4×0,4 мм весьма трудно различить среди породы из-за с интенсивных вторичных изменений, которые представлены эпидотом, хлоритом, мелким кварцем, серицитом. Около 5% составляет более поздний рудный минерал, развитый по секущим породе жилам. Промежутки между фенокристаллами заполнены мелкими выделениями пироксена, плагиоклаза, агрегатом хлорита, эпидота и кварца.

*Граносиениты призматическизернистой, местами гипидиоморфнозернистой* структуры сложены плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом (60%) в виде идиоморфных длиннопризматических зерен, роговой обманкой (30%) и в подчиненном количестве кварцем; аксессуарные минералы — рудный минерал, апатит и сфен. Зеленая роговая обманка представлена крупными зернами (до 1 мм) — ксеноморфными «разлапистыми» выделениями, частично замещенными биотитом или актинолитом, однако в более мелких зернах (до 0,5 мм) она обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом. Зерна кварца имеют ксеноморфные очертания и заполняют промежутки между роговой обманкой и плагиоклазом.

*Порфириовидные, частовкрапленные умереннощелочные граниты* имеют в целом порфириовидную структуру и слабо выраженную гнейсовидную текстуру. Фенокристаллы представлены крупными (до 2–2,5 мм) ксеноморфными выделениями пертитизированного щелочного полевого шпата, кварца и более мелкими табличками сдвойникованного плагиоклаза. Эти минералы часто образуют сростки с краями, резорбинованными основной массой. Основная масса полнокристаллическая, образует гранобластовые и лепидогранобластовые участки. Лепидогранобластовой структурой характеризуются участки, обогащенные чешуйками мусковита, который формирует линзы и струи с листочками размером до 1 мм.

*Щелочные лейкограниты.* Порода обладает порфириовидной структурой с неравномернозернистой структурой основной массы и слабогнейсовидной текстурой. Основная масса, вероятно, первоначально имела гипидиоморфнозернистую гранитовую структуру, в которой среди ненарушенных участков породы наблюдаются участки раздробленного материала (кварц, слюда, полевой шпат) с занозистыми зубчатыми краями, с непра-

вильной формой зерен и волнистым угасанием. Порфиновые выделения, составляющие ~10% породы, представлены крупными (1,5–2 мм) индивидами полевых шпатов, которые дольше других минералов гранита сохраняются при катаклазе, но и у них края резорбированы основной массой. Вкрапленники на 90% калиево-натриевых полевых шпатов имеют в центральных частях решетчатое строение, иногда образуют срастания с кварцем и плагиоклазом. Катаклазированные участки основной массы на порядок мелкозернистее, чем ненарушенные, слагают линзы и струи, чем определяется гнейсовидная структура основной массы. Щелочные амфиболы составляют не более 5% породы, имеют размер от 0,5 до 1 мм и расположены цепочками.

*Гнейсограниты (гнейсированные умеренно щелочные граниты)* имеют порфировидную структуру, гнейсовидную текстуру. Фенокристаллы составляют до 15% породы и представлены ксеноморфными зернами щелочного полевого шпата (реже плагиоклаза) размером от 20 до 25 мм; они образуют скопления в 2–3 зерна. Щелочной полевой шпат с решетчатой структурой содержит каплевидные и овальные выделения кварца, листочки биотита, зерна циркона. По периферии крупных зерен отмечаются мирмекитовые вроски кварца. Основная масса (размер зерен от 0,5 до 1 мм) гипидиоморфнозернистой, участками гранолепидобластовой до лепидобластовой структуры на 70% сложена кварцем, а на 30% — полевыми шпатами и биотитом. Кварцевые агрегаты участками имеют мозаичную структуру.

*Катаклазированные щелочные граниты* сложены крупными ксеноморфными выделениями полевых шпатов, среди которых резко преобладает калиево-натриевый полевой шпат; промежутки между ними заполнены кварц-полевошпатовым агрегатом с довольно редкими листочками биотита. Участки интенсивного катаклаза характеризуются резким увеличением объема основной массы, сложенной также кварцем и полевым шпатов, оскольчатые зерна которого представляют собой результат дробления более крупных зерен. Основная масса, которая, как и порфиновые выделения, распределена весьма неравномерно, сложена кварцем мозаичной структуры, ксеноморфными полевыми шпатами и темноцветными минералами, часть из которых представлена биотитом, а часть — рибекитом. Участки дробленого материала образуют цемент, связывающий участки ненарушенной породы, и определяют цементную структуру породы, текстура сланцеватая.

*Милонитизированные порфировидные умеренно щелочные граниты* сложены крупными выделениями калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В центральных частях калиево-натриевого полевого шпата присутствуют реликты с шахматным строением. Для структуры характерно наличие большого количества тонкоперетертого и рассланцованного материала, в котором порфиробласты состоят из зубчатых зернышек кварца и рваных мелких чешуек слюды, расположенных субпараллельно. Среди них встречаются и более крупные осколки кварца и полевого шпата. Структура породы милонитовая,

Рис. 2. Диаграмма TAS пород козлинского комплекса. Кружками показаны анализы пород восточного ареала распространения комплекса (по данным региональных работ Н.С. Кузнецова с коллегами, 2008 г.). Поля на диаграмме: 7 — габбро, 10 — габбродиориты, 12 — монзониты, 15 — миаскиты, 19 — гранодиориты, 22 — граносиениты, 23 — щелочные граносиениты, 28 — умеренно-щелочные граниты

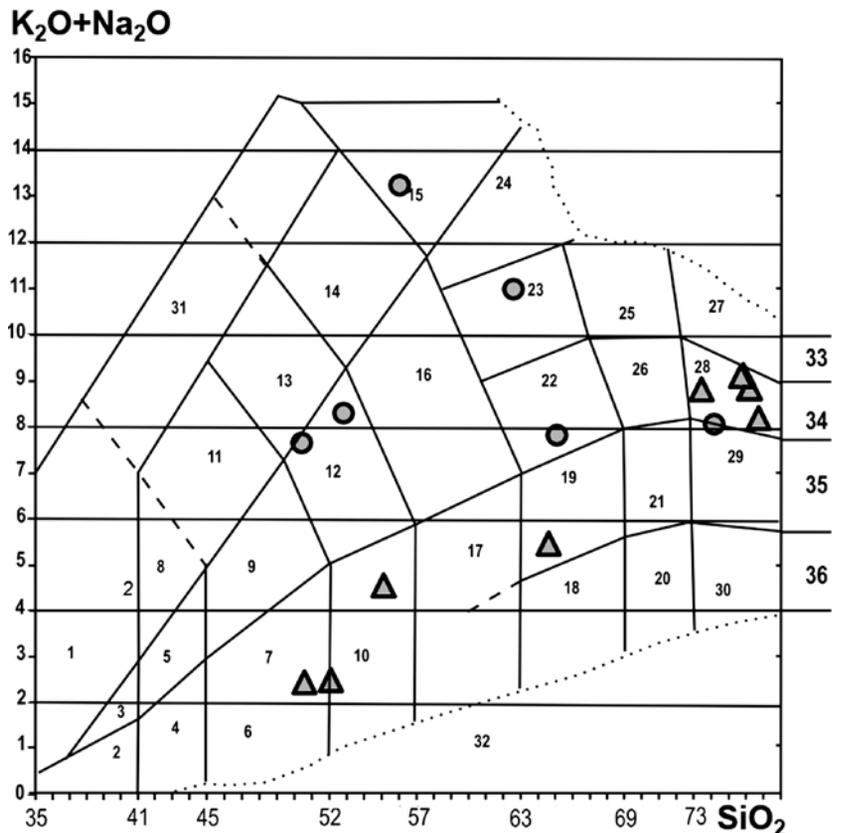


Таблица 1

## Химический состав плутонитов козлинского комплекса, масс.%

Номер по порядку	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	п.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	49,71	1,74	14,51	4,87	7,40	0,26	6,00	11,02	2,07	0,33	<0,10	1,94	0,19	100,04
2	51,58	1,61	13,29	5,52	8,74	0,24	5,86	9,27	2,04	0,42	0,12	1,12	0,25	100,06
3	64,52	0,67	13,44	2,54	3,23	0,13	4,25	4,85	5,19	0,21	<0,10	0,58	0,14	99,75
4	74,00	0,25	12,54	1,60	1,44	0,05	0,51	0,68	4,47	4,31	0,10	0,28	0,05	100,28
5	76,14	0,13	11,66	1,23	0,97	0,06	0,07	0,29	3,77	5,26	<0,10	0,26	0,06	99,90
6	76,17	0,14	11,98	0,74	0,75	0,02	0,10	0,32	3,80	4,92	<0,10	0,40	0,05	99,39
7	76,28	0,13	12,27	0,92	0,69	0,02	0,12	0,14	4,03	5,05	0,16	0,38	<0,05	100,19
8	76,76	0,07	11,52	1,29	0,92	0,04	0,06	0,36	4,18	4,63	0,10	0,24	<0,05	100,17
9	77,14	0,16	11,30	1,46	0,97	0,04	0,10	0,30	4,00	4,13	<0,10	0,34	0,05	99,99
10	80,62	0,12	10,45	0,66	0,81	0,02	0,24	1,61	5,14	0,19	<0,10	0,28	<0,05	100,14

Примечания. 1 — габбро амфиболлизированные, 2 — габбро мелкокристаллические, 3 — габбродиориты мелкокристаллические, 4 — граниты крупнозернистые биотитовые, 5 — лейкограниты гнейсированные, 6 — граниты крупно-среднезернистые, 7 — граниты двуполевошпатовые, 8 — граниты аплитовидны, 9 — гнейсограниты, 10 — лейкограниты гнейсовидные.

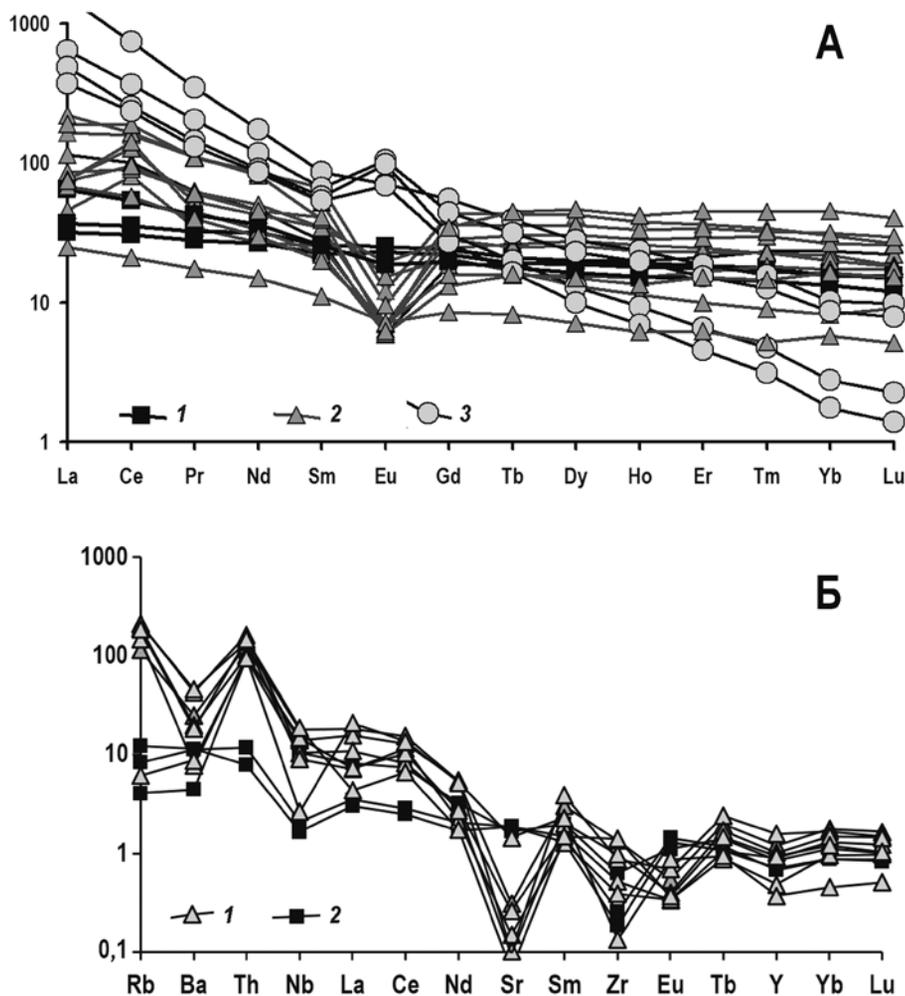


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах козлинского комплекса (А), нормировано по хондриту C<sub>1</sub> [Sun, McDonough, 1989]: 1 — габброиды 1-й фазы; 2 — гранитоиды 2-й фазы; 3 — анализы пород восточного ареала (по данным региональных работ Н.С. Кузнецова с коллегами, 2008 г.), а также спайдерграмма для пород козлинского комплекса (Б), нормировано по N-MORB [Sun, McDonough, 1989]: 1 — гранитоиды, 2 — габброиды

текстура очково-сланцеватая. В слабонарушенных участках породы отмечаются крупные индивиды полевых шпатов (по калиево-натриевому полевому шпату развит шахматный альбит). Текстура тонкополосчатая, с параллельным расположением полос, сложенных минералами основной массы. Основная масса, которая, как и порфировые выделения, распределена весьма неравномерно, сложена кварцем мозаичной структуры, ксеноморфными полевыми шпатами и щелочными амфиболами — рибекитом и арфведсонитом.

**Геохимическая характеристика пород комплекса.** По геохимическим характеристикам породы козлинского комплекса в выделенными фазами внедрения можно подразделить на габброиды и гранитоиды, причем габброиды относятся к нормальной серии пород, а гранитоиды — к породам повышенной щелочности (рис. 2, табл. 1). Вместе с тем отметим, что по геохимическим параметрам породы козлинского комплекса западного ареала (территория листа N-40-VI) довольно

сильно отличаются от таковых, установленных Н.С. Кузнецовым и В.И. Ленныхом с коллегами в восточном ареале распространения комплекса (лист N-41-I). Во-первых, основные и умеренно кислые разности пород восточного ареала оказываются существенно более щелочными. Во-вторых, в щелочных породах западного ареала не обнаружены фельдшпатоиды.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах западного ареала отчетливо демонстрирует две группы пород (рис. 3, А; табл. 2): 1) габброиды и гранодиориты, имеющие почти горизонтальный тренд нормированного содержания РЗЭ; 2) умеренно-щелочные и щелочные гранитоиды, имеющие наклонный тренд с отчетливым Eu-минимумом. Впрочем, значения концентрации РЗЭ оказываются настолько близкими во всех породах, что группы различаются только по европиевому минимуму, причем содержание РЗЭ в сланцах, вмещающих интрузивы, практически совпадает с таковым в габброидах.

Необходимо отметить, что у пород западного и восточного ареалов распространения козлиногорского комплекса принципиально различаются и тренды распределения РЗЭ — породы, находящиеся на территории листа N-41-I, имеют очень крутой наклон от легких РЗЭ к тяжелым и отчетливый европиевый максимум, в противоположность более пологому наклону и европиевому минимуму для козлиногорских пород в западном ареале.

Распределение некогерентных элементов на спайдерграмме (рис. 3, Б) также показывает близкие, но несколько различающиеся тренды для

габброидов и гранитоидов козлиногорского комплекса. Особенности распределения несовместимых элементов в гранитоидах хорошо увязываются с их химическим составом (высоким содержанием К и низким Са): в них повышено содержание Rb, который замещает К в силикатах, и понижено содержание Sr, который в силикатах замещает Са. При изучении минералов на микроанализаторе получен состав порообразующих минералов. Среди полевых шпатов выделяются ортоклаз с незначительной примесью альбитового компонента и альбит с незначительной примесью ортоклазового компонента (табл. 3).

Кроме того, в некоторых местах в гранитоидах козлиногорского комплекса резко повышена концентрация тория, циркония, ниобия и тантала. При анализе пробы из таких пород выяснилось, что она содержит (г/т): Zr 610,26; Nb 212,91; Ta 60,61. В лейкогранитах часто присутствуют редкие мелкие кристаллы колумбита, близкие к октаэдрическим (рис. 4, А). Присутствие колумбита установлено и микронзондовыми исследованиями. Он представлен мелкими изометричными зернами размером 10–20 мкм, которые часто находятся в разложенном титаномагнетите (рис. 4, Б).

**Изотопный возраст пород козлиногорского комплекса.** До последнего времени данные изотопного возраста этих пород были не очень надежны, имелось только одно определение К–Аг-методом — 255 млн лет (точка № 5, рис. 1, данные поисковых работ А.И. Белковского и И.Н. Локтиной). Первые современные определения изотопного возраста козлиногорского комплекса сделаны выделившими-

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в плутонитах козлиногорского комплекса, г/т

Номер по порядку	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	18,07	77,44	5,05	19,71	5,26	0,40	5,83	1,13	7,77	1,61	4,81	0,76	4,52	0,66
2	52,11	101,56	10,53	38,03	6,02	0,89	4,24	0,63	3,34	0,64	1,65	0,23	1,39	0,23
3	17,89	86,07	4,22	15,54	3,39	0,35	2,71	0,59	3,92	0,85	2,76	0,46	2,92	0,44
4	45,29	114,50	10,31	39,36	7,99	0,55	7,49	1,32	9,09	1,88	5,62	0,82	5,37	0,75
5	10,81	49,47	3,26	12,57	3,91	0,37	5,01	0,98	7,01	1,46	4,04	0,57	3,69	0,47
6	7,58	18,65	2,64	12,43	3,41	1,32	4,52	0,72	4,82	1,02	2,92	0,43	2,70	0,38
7	8,70	21,50	3,07	14,84	3,93	1,46	4,92	0,79	5,06	1,09	3,04	0,45	2,65	0,39
8	20,27	55,68	5,86	23,48	5,24	1,13	5,84	0,93	6,49	1,31	3,79	0,58	3,38	0,46
9	27,02	61,10	5,98	21,31	4,22	0,34	3,84	0,71	5,13	1,13	3,46	0,59	3,96	0,56
10	39,13	97,13	10,52	39,99	10,12	0,71	8,88	1,61	10,72	2,12	5,97	0,87	5,12	0,67

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 1.

Таблица 3

Состав полевых шпатов в лейкогранитах козлиногорского комплекса, %

Номер пробы	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	MnO	FeO	BaO	Всего
3525/5_01	0,26	0,00	19,30	65,34	17,01	0,10	0,05	0,09	0,01	102,16
3525/5_02	11,61	-0,04	20,12	68,92	0,13	0,02	-0,02	0,26		101,00

Примечание. 3525/5\_01 — калиево-натриевый полевой шпат, 3525/5\_02 — альбит.

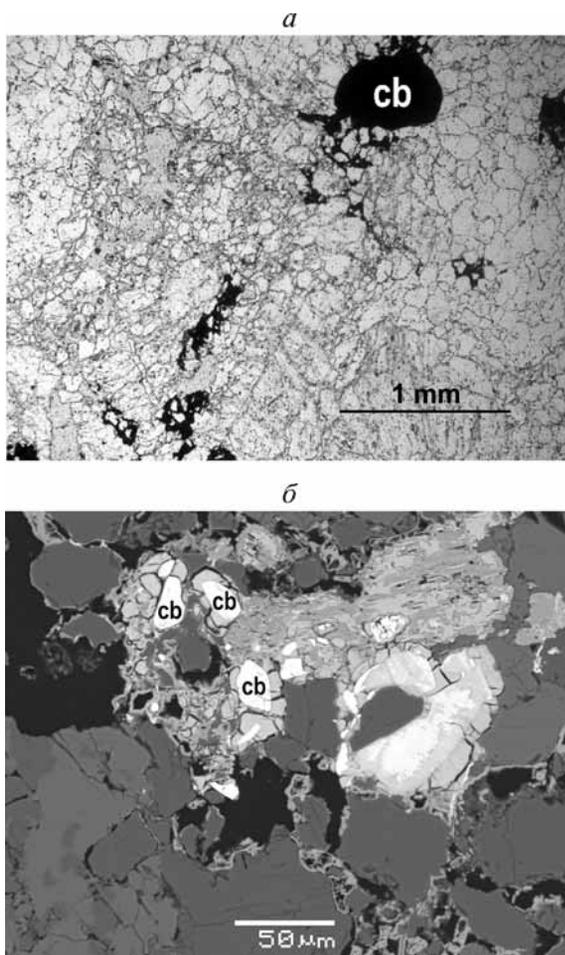


Рис. 4. Микрофото лейкогранитов, черные «гирлянды» мелких кристаллов колумбита (без анализатора) (а) и лейкограниты, зерна колумбита (ярко-белые) в разложившемся титаномагнетите (б). Фото в отраженных электронах

ми его Н.С. Кузнецовым с коллегами в 2008 г. Возраст комплекса, определенный по биотиту из субщелочных габброидов Ar/Ar-методом, составил  $457,8 \pm 5,8$  млн лет (точка № 6, рис. 1), а по циркону

Pb–Pb-методом (метод Кобера) из граносиенитов он составил  $449 \pm 2,6$  и  $480 \pm 4$  млн лет (точка № 7, рис. 1). Поскольку по особенностям химизма породы восточного ареала распространения козлинского комплекса отличаются от пород западного ареала, было необходимо получить несколько собственных датировок из гнейсированных щелочных гранитоидов.

Для пробы 3025/6 (точка № 4, рис. 1) имеются определения U–Pb- и Ar–Ar-методами. Проба взята на берегу р. Уфа (с.ш.  $55^{\circ}51'27.3''$ ; в.д.  $59^{\circ}59'31.8''$ ) из светло-серых среднезернистых гнейсированных биотитовых гранитов. Для измерения выбраны цирконы с хорошей огранкой магматического облика (рис. 5, А). В результате измерения 10 кристаллов (табл. 4) получено конкордантное значение возраста  $472,9 \pm 4,4$  млн лет в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  при СКВО = 0,043 (рис. 5, Б).

Ar–Ar-изотопный возраст (проба 3025/6) получен для биотита, который образует отдельные скопления и иногда концентрируется в тонких слоях. В возрастном спектре биотита наблюдается «лестница» вверх (рис. 5, В), заканчивающаяся в высокотемпературной части спектра небольшим выполаживанием. Максимальное количество  $^{39}\text{Ar}$  (37%) выделилось на ступени  $1000^{\circ}\text{C}$ , характеризующейся значением  $307 \pm 3$  млн лет. Для двух последних высокотемпературных ступеней, характеризующихся минимальным количеством выделенного  $^{39}\text{Ar}$ , наблюдается дальнейшее резкое увеличение значения возраста до  $434 \pm 5$  млн лет. Наблюдаемая форма спектра (наличие низкотемпературной «лестницы» вверх) свидетельствует в пользу значительного позднего термального воздействия, которое могло оказать внедрение гранитоидов расположенного рядом (восточнее) Нижнеуфалейского массива уфалейкинского

Таблица 4

Измеренные изотопные характеристики цирконов (проба 3025/6)

Точка замера	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ , млн лет (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ , млн лет (1)	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ , ±% (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ , (1)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ , (1)	Rho
1.1	0,49	301	20,2	$482,6 \pm 7,9$	$381 \pm 110$	-21	12,8	0,0582	12,86	0,0542	0,581	0,0777	0,328
2.1	0,16	566	37,7	$480,2 \pm 6,9$	$531 \pm 44$	11	12,91	0,0594	12,93	0,058	0,619	0,0773	0,591
3.1	0,18	908	61,1	$485 \pm 6,8$	$456 \pm 40$	-6	12,77	0,0575	12,8	0,0561	0,604	0,0781	0,628
4.1	0,14	490	32	$471,9 \pm 6,8$	$463 \pm 50$	-2	13,15	0,0574	13,17	0,0563	0,589	0,0759	0,551
5.1	0,74	192	12,5	$467,2 \pm 7,7$	$415 \pm 140$	-11	13,2	0,0611	13,3	0,0551	0,571	0,0752	0,263
6.1	0,31	276	17,3	$454,2 \pm 7$	$481 \pm 90$	6	13,65	0,0593	13,7	0,0567	0,571	0,073	0,367
7.1	0,15	1045	69,5	$480,3 \pm 6,7$	$471 \pm 34$	-2	12,91	0,0577	12,93	0,0565	0,602	0,0773	0,689
8.1	0,15	472	30,7	$470,8 \pm 6,9$	$448 \pm 61$	-5	13,18	0,0571	13,2	0,0559	0,584	0,0758	0,486
9.1	0,09	507	33,3	$475 \pm 6,9$	$517 \pm 40$	9	13,06	0,0584	13,08	0,0577	0,608	0,0765	0,635
10.1	0,37	453	29,1	$464,2 \pm 6,8$	$430 \pm 69$	-7	13,34	0,0585	13,39	0,0554	0,571	0,0747	0,445

Примечания.  $\text{Pb}_c$  — нерадиоогенный свинец,  $\text{Pb}^*$  — радиоогенный свинец; (1) — скорректировано по  $^{204}\text{Pb}$ ; D — дискордантность; Rho — коэффициент корреляции отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

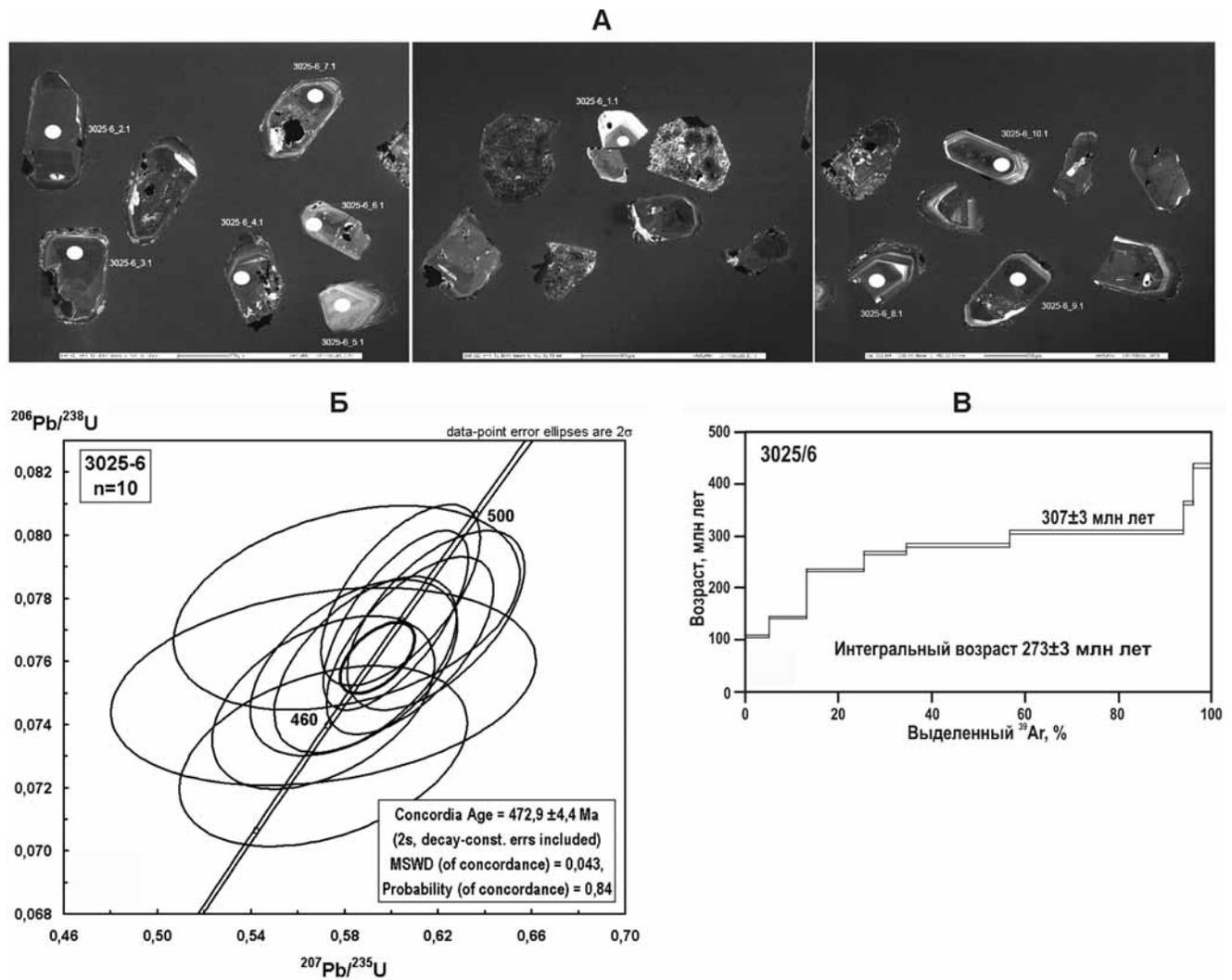


Рис. 5. Катодолюминесцентные снимки цирконов из гнейсогранитов (проба 3025/6) (А); диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранитов (проба 3025/6) (Б) и возрастной спектр биотита из гнейсированных гранитов (проба 3025/6) (В)

Таблица 5

Измеренные изотопные характеристики цирконов (проба 1048)\*

Точка замера	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ , млн лет (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ , млн лет (1)	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ , ±% (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ , (1)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ , (1)	Rho
2.1	0,87	189	421	2,31	11	$418,6 \pm 4,6$	$406 \pm 150$	-3	14,9	0,0548	0,507	0,06709	0,167
10.1RE	0,44	1734	962	0,57	102	$423,6 \pm 2,7$	$409 \pm 43$	-3	14,722	0,0549	0,514	0,06791	0,320
4.1	0,25	1071	801	0,77	64,5	$435,3 \pm 2,9$	$455 \pm 60$	4	14,312	0,0561	0,54	0,06986	0,247
7.1	0,28	125	88	0,73	8,21	$473,9 \pm 5,6$	$581 \pm 99$	23	13,11	0,0594	0,625	0,07629	0,258
8.1	—	608	232	0,39	39,9	$475,6 \pm 3,5$	$496 \pm 50$	4	13,061	0,0571	0,603	0,07657	0,313
1.1	0,08	1539	997	0,67	101	$475,8 \pm 2,7$	$420 \pm 35$	-12	13,056	0,05518	0,5828	0,07659	0,347
5.1	—	106	75	0,74	6,96	$477,1 \pm 6,5$	$455 \pm 110$	-5	13,02	0,0561	0,594	0,0768	0,268
3.1	2,07	533	1176	2,28	36	$477,4 \pm 4,5$	$541 \pm 180$	13	13	0,0583	0,618	0,07687	0,116
10.1	0,00	134	92	0,71	8,82	$477,5 \pm 5,5$	$490 \pm 81$	3	13,01	0,057	0,604	0,07689	0,310
6.1	0,01	685	645	0,97	45,3	$478,1 \pm 3,3$	$424 \pm 36$	-11	12,99	0,0553	0,587	0,07698	0,407
9.1RE	0,00	532	476	0,93	35,2	$478,1 \pm 3,6$	$548 \pm 41$	15	12,99	0,0585	0,621	0,07699	0,382

\* См. примечания к табл. 4.

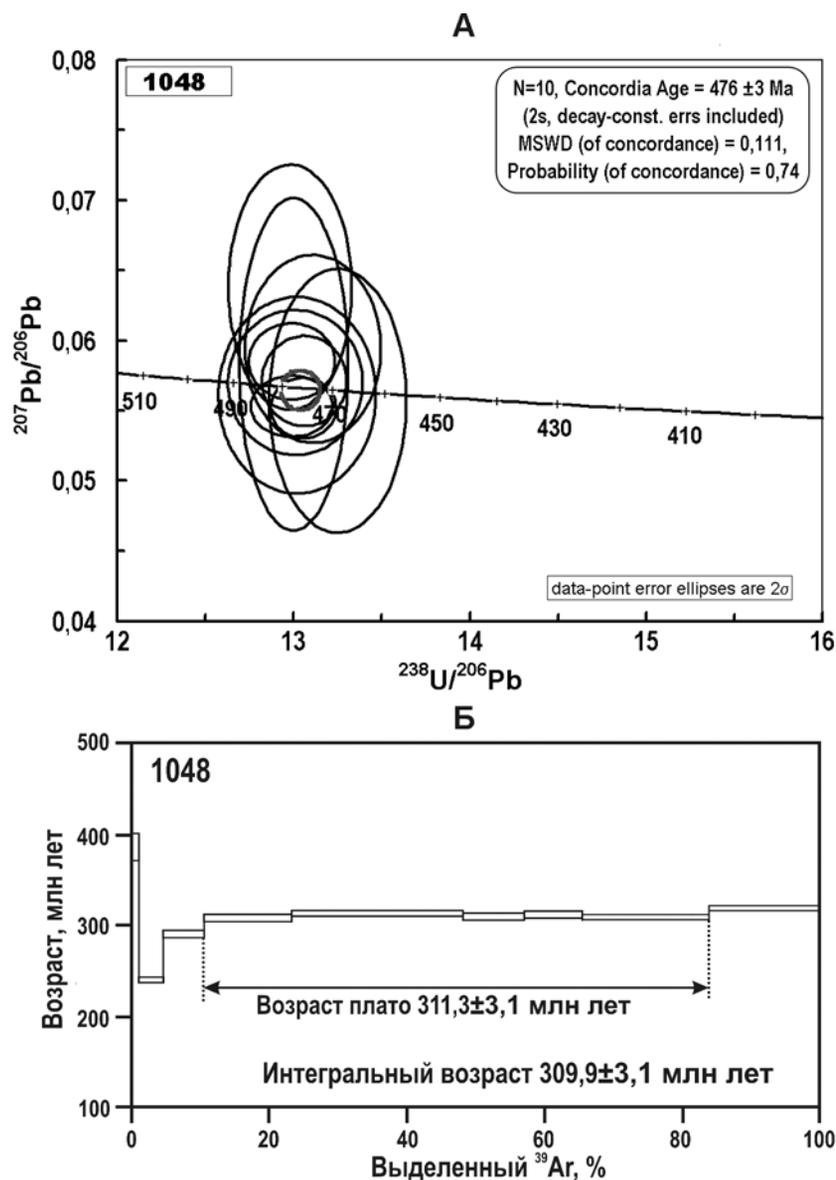


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранитов (проба 1048) (А) и возрастного спектра биотита из гнейсогранитов (проба 1048) (Б)

плутонического комплекса, имеющего изотопный возраст 317 млн лет [Шардакова, 2007]. Видимо, наиболее приближено к времени закрытия изотопной К–Аг-системы биотита значение, рассчитанное для возраста 434 ± 5 млн лет.

Проба 1048 (точка № 2, рис. 1) взята из светло-серых мелкозернистых двуполевошпатовых разгнейсованных гранитов на ул. Ленина в пос. Нижний Уфалей (с.ш. 55°54'39,8"; в.д. 59°59'15,8"), азимут падения гнейсоватости В-80 ∠20°. В результате измерения 10 кристаллов (табл. 5) получено конкордантное значение возраста 476,0 ± 3,0 млн лет в координатах <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U – <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U при СКВО = 0,111 (рис. 6, А).

В возрастном спектре биотита из пробы 1048 (рис. 6, Б) выделяется хорошее плато из 5 ступеней, характеризующееся 73,4% выделенного <sup>39</sup>Ar и значением возраста 311,3 ± 3,1 млн лет. Логично предположить, что полученная датировка соответствует времени закрытия К–Аг-изотопной системы биотита, которая совпадает со временем термального воздействия от внедрения Нижнеуфалейского массива, упомянутого выше.

Проба 1049 (точка № 1, рис. 1) взята из серых биотитовых гнейсированных и слабобрасланцованных умеренно щелочных гранитов с обильным биотитом (улица Ленина, пос. Нижний Уфалей, с.ш.

Таблица 6

Измеренные изотопные характеристики цирконов (проба 1049)\*

Точка замера	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> , %	U, ppm	Th, ppm	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U, млн лет (1)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb, млн лет (1)	D, %	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*, (1)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*, ±% (1)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U, (1)	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U, (1)	Rho
1.1	0,13	531	492	0,96	34,5	470,1 ± 6,8	465 ± 45	-1	13,2	0,05733	13,22	0,0563	0,587	0,0757	0,597
2.1	0,16	626	379	0,63	41,3	476,3 ± 6,9	471 ± 45	-1	13,02	0,05776	13,04	0,0565	0,597	0,0767	0,594
3.1	0,00	273	172	0,65	17,9	474,7 ± 7,3	431 ± 59	-9	13,09	0,0555	13,09	0,0555	0,585	0,0764	0,517
4.1	0,29	883	648	0,76	57,3	467,9 ± 6,7	457 ± 52	-2	13,24	0,05849	13,28	0,0561	0,582	0,0753	0,537
5.1	0,05	986	926	0,97	64,6	473,6 ± 6,7	482 ± 29	2	13,11	0,05716	13,12	0,05675	0,596	0,0762	0,747
6.1	0,47	495	336	0,70	32,3	469,8 ± 6,9	379 ± 72	-19	13,16	0,05799	13,23	0,0542	0,565	0,0756	0,428
7.1	0,16	322	219	0,70	20,9	469,9 ± 7,1	472 ± 55	0	13,2	0,0578	13,22	0,0565	0,589	0,0756	0,532
8.1	0,38	371	219	0,61	23,9	463,8 ± 7	536 ± 72	16	13,35	0,0612	13,4	0,0582	0,598	0,0746	0,431
9.1	0,32	517	373	0,75	33,6	467,8 ± 6,9	394 ± 62	-16	13,24	0,05718	13,28	0,0546	0,566	0,0753	0,481
10.1	0,51	409	286	0,72	26,4	465,1 ± 7	468 ± 76	1	13,3	0,0605	13,36	0,0564	0,582	0,0748	0,414

\* См. примечания к табл. 4.

55°54'45,8"; в.д. 59°59'19,6"). Во вмещающих гнейсах присутствуют мигматитовые обособления размером до 15–20 см. Для измерения выбраны цирконы с хорошей огранкой магматического облика (рис. 7, А). В результате измерения 10 кристаллов (табл. 6) получено конкордантное значение возраста 469,8±4,4 млн лет в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  —  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  при СКВО = 0,59 (рис. 7, Б).

Проба 3021/4 (точка № 3, рис. 1) взята на восточном борту небольшого карьера у северного вреза дороги Нижний Уфалей—Слюдорудник (с.ш. 55°53'28,9"; в.д. 59°58'17,4") из крутопадающего на северо-восток (азимут падения СВ-50  $\angle 60^\circ$ ) тела гнейсогранитов светло-розового цвета. Структура породы мелко-среднезернистая. Содержание биотита до 5–6%. В результате измерения 10 кристаллов циркона (табл. 7) получено конкордантное значение возраста 476,0±3,0 млн лет при СКВО = 0,65 (рис. 8).

**Результаты исследований и их обсуждение.**

Результаты выполненных исследований частично совпадают с данными предшественников, но по отдельным аспектам противоречат им, что заставляет сформулировать новые задачи, требующие решения.

Если учитывать данные предшественников, все изотопные датировки цирконов укладываются в интервал 450–480 млн лет. Датировки, полученные в последнее время, дают более кучную группу — 476–470 млн лет, что соответствует флоскому веку раннего ордовика по Международной шкале. Таким образом, вся серия изученных массивов имеет сходный состав, один и тот же возраст и локализована в пределах очень узкой зоны, весьма условно разделенной на восточный и западный ареалы. Итак, все массивы формально можно отнести к одному козлиногорскому комплексу, Ag–Ag-датировки хорошо увязываются с временем внедрения гранитов уфалейкинского плутониче-

ского комплекса, которые часто содержат ксенолиты пород козлиногорского комплекса.

Вместе с тем отмечена значительная разница в химизме пород восточного и западного ареалов распространения комплекса, что особенно сильно проявляется в щелочности пород, которая в средних и кислых разностях пород отличается в 2 раза, из-за чего фигуративные точки гранитоидов западных массивов на классификационных диаграммах попадают в область пород нормального ряда (несмотря на присутствие щелочных амфиболов), а восточных массивов — в область пород повышенной щелочности. Существенны различия и в поведении РЗЭ, выраженные и в наклоне нормированного тренда РЗЭ, и в противоположных аномалиях европия.

Такая разница может иметь три объяснения. Во-первых, породы представляют два разных, но сближенных во времени комплекса (по крайней мере в части средних–основных пород). Во-вторых, в восточный ареал распространения козлиногорского комплекса выходят более щелочные породы, отражающие его фациальную зональность. В-третьих, массивы козлиногорского комплекса образуют сложную мультиплетную серию, начинающуюся с пород нормального ряда и заканчивающуюся щелочными. С одной стороны, необходимо учитывать, что с запада на восток прослеживаются одни и те же тела, поэтому, на первый взгляд, предпочтительнее версия о фациальных различиях. С другой стороны, степень обнаженности и отсутствие непосредственных контактов разных пород в разрозненных мелких массивах не позволяет пока достоверно установить реальные взаимоотношения пород, слагающих козлиногорский комплекс, а фациальные переходы между умеренно щелочными и щелочными породами не наблюдались. Выяснение взаимоотношений потребует дополнительных исследований.

Таблица 7

Измеренные изотопные характеристики цирконов (проба 3021/4)\*

Точка замера	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ , млн лет (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ , млн лет (1)	D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$ (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^{**}} \pm\%$ (1)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ , (1)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ , (1)	Rho
1.1	—	157	176	1,16	10,4	479,4±5,2	545±92	14	12,95	0,0584	0,622	0,0772	0,260
2.1	—	300	185	0,64	19,8	477±4,2	593±72	24	13,02	0,0597	0,632	0,07679	0,267
8.1	—	434	258	0,61	28,3	472,1±3,8	431±47	–9	13,16	0,0555	0,581	0,07598	0,373
3.1	0,02	379	237	0,65	25	476±4	455±51	–4	13,05	0,0561	0,592	0,07663	0,354
4.1	—	539	321	0,62	35,3	475,6±3,8	604±70	27	13,06	0,06	0,634	0,07657	0,245
5.1	—	254	181	0,74	16,7	475,2±5,2	567±77	19	13,07	0,059	0,622	0,0765	0,302
6.1	0,41	155	102	0,68	10,2	473,9±5,3	430±110	–9	13,11	0,0555	0,583	0,07629	0,236
7.1	—	578	502	0,90	37,8	474,7±3,6	523±60	10	13,09	0,0578	0,609	0,07642	0,280
9.1	—	441	290	0,68	29,1	476,6±3,8	444±45	–7	13,03	0,0558	0,59	0,07673	0,378
10.1	—	305	173	0,59	20	475,3±4,4	564±90	19	13,07	0,0589	0,622	0,07652	0,225

\* См. примечания к табл. 4.

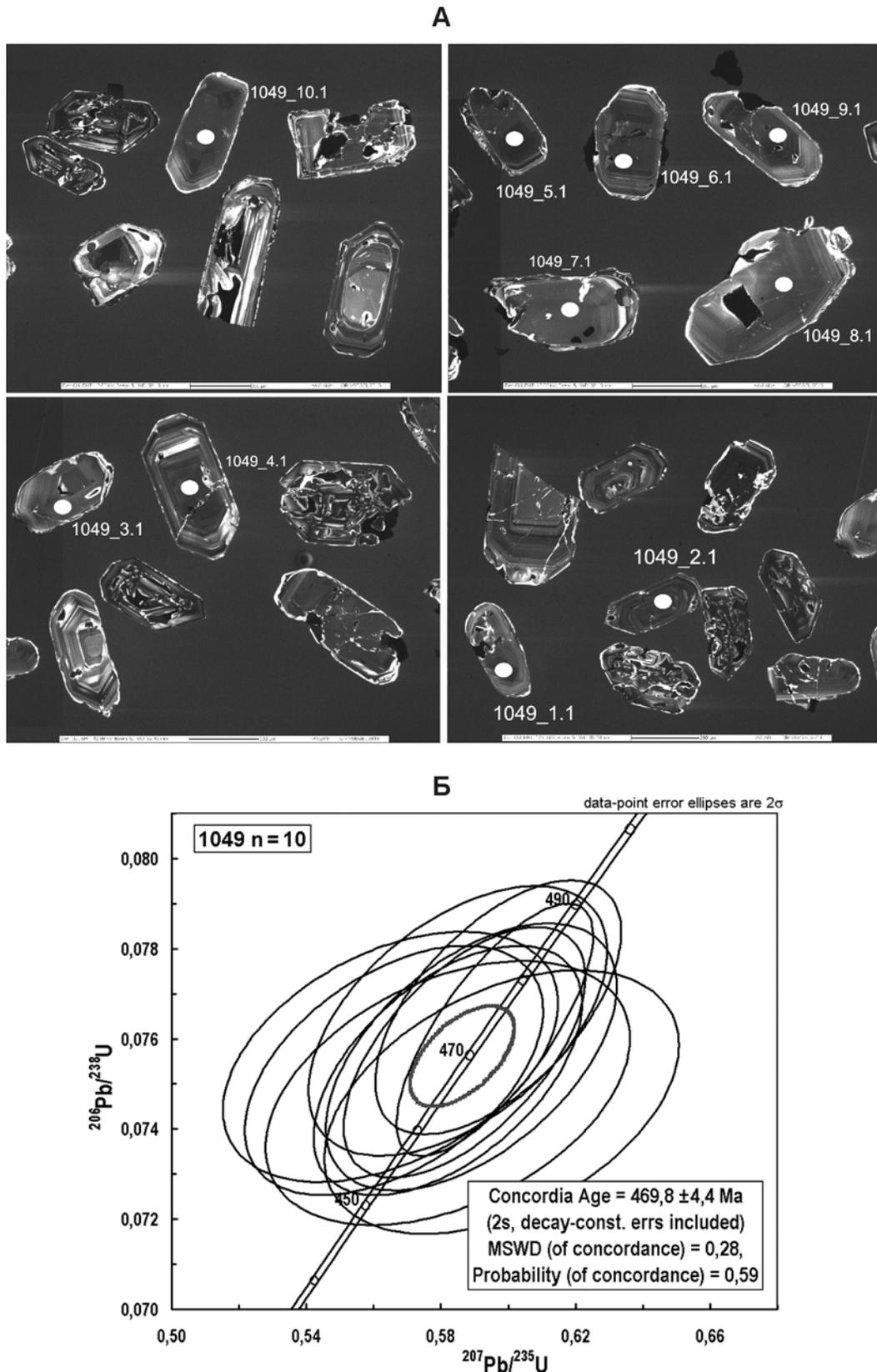


Рис. 7. Катодолюминесцентные снимки цирконов из гнейсогранитов (проба 1049) (А) и диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранитов (проба 1049) (Б)

**Заключение.** В настоящее время можно с уверенностью утверждать, что козлингорский комплекс имеет раннеордовикский возраст (флоский век). Скорее всего, он представляет собой сложнопостроенную мультиплетную серию пород нор-

мального ряда, умеренно щелочных и щелочных с неясными взаимоотношениями. Формирование комплекса маркирует раннеордовикский этап внутриплитного магматизма на восточной периферии Восточно-Европейской платформы.

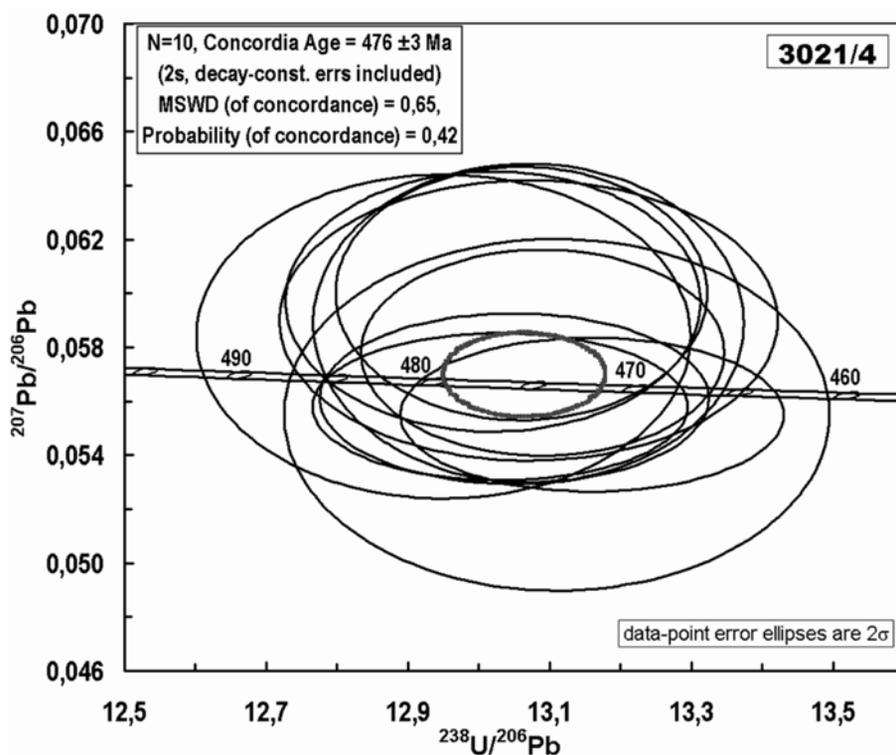


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранитов (проба 3021/4)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Шардакова Г.Ю. Новые данные по U–Pb возрасту цирконов из гранитоидов Киалимского массива (северо-восточная часть Башкирского мегантиклинория) // Ежегодник-2010. Уфа: ИГГ УрО РАН. 2011. С. 69–72 (Тр. ИГГ УрО РАН; вып. 158).

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Geol. Spec. Publ. 1989. N 42. P. 313–345.

Поступила в редакцию  
23.03.2015

УДК 551: 553.98

В.Н. Холодов<sup>1</sup>

## УТОЧНЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ОСАДОЧНАЯ ПОРОДА» В СВЯЗИ С ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ НИЖНЕЙ ЧАСТИ СТРАТИСФЕРЫ<sup>2</sup>

Показано, что определение понятия «осадочная порода», данное классиками литологии (Л.В. Пустовалов, М.С. Швецов, Л.Б. Рухин, У.Х. Твонхожел и др.), не соответствует современному пониманию осадочного процесса, который охватывает не только поверхность планеты, но и глубокие области недр Земли с высокими термодинамическими показателями (давление до 8100 кгс/см<sup>2</sup>, температура 800–900 °С).

*Ключевые слова:* стратисфера, осадочная порода, стадии осадочного процесса, диагенез, катагенез.

In this article proposed a new definition of sedimentary rocks with calculation of their plunge in larger depths.

*Key words:* stratosphere, sedimentary rocks, new definition.

**Введение.** В работе Н.М. Страхова, например в [1957], неоднократно отмечалось, что в образовании осадочных пород выделяются пять стадий<sup>3</sup>, условно распадающихся на два главных этапа — седиментационный и породообразующий.

На первом этапе в результате разрушения магматических, метаморфических и осадочных пород водосборов (выступы литосферы) формируются рыхлые осадки, дающие впоследствии начало осадочным горным породам. На втором этапе происходит их уплотнение и трансформация; вследствие реализации процессов диагенеза и катагенеза возникают различные типы осадочных пород.

Общеизвестно, что осадки, дающие начало осадочным породам, образуются в пределах зоны осадкообразования на границе литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, в пределах континентального (149·10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>) и океанического блоков Земли (361·10<sup>6</sup> км<sup>2</sup>). Здесь вблизи от поверхности планеты на континентах господствуют примерно стабильное атмосферное давление (около 1 атм или 100 кПа) и колеблющаяся температура (от –90 до +60 °С); в морях и океанах, наоборот, температура близка к стабильной (до глубины 200 м она отражает колебания температуры воздуха, а глубже меняется от 0 °С до –4 °С), тогда как гидростатическое давление нарастает с глубиной в соответствии с градиентом 10 м столба воды — 1 атм; это означает, что на самой большой глубине в Тихом океане гидростатическое давление достигает 1090 атм. Таким образом, зона осадкообразования отличается довольно широким диапазоном колебания давления и температуры.

Геологические процессы, протекающие в зоне осадкообразования, создают слоистую осадочно-вулканогенную породную оболочку Земли, сложенную уплотненными и измененными образованиями. Эта прерывистая оболочка планеты, входящая в состав литосферы снизу и по латерали, ограничивается распространением метаморфических и магматических пород.

Впервые выделенная Э. Зюссом, В.И. Вернадским, Л.В. Пустоваловым и количественно исследованная А.Б. Роновым [1993] стратисфера отличается весьма высоким термодинамическими показателями. В пределах континентального блока на нижней границе стратисферы при средней мощности 5,1 км давление достигает 1850 атм, а температура близка к +150 °С. При максимальной толщине осадочного чехла (25–27 км) давление оценивается в 6000–7000 атм, а температура приближается к +800 °С, причем в этом случае четкая граница между осадочным чехлом и метаморфическими образованиями оказывается не установленной. Обычно она условно проводится по предполагаемой границе фундамента платформы, хотя вполне вероятно, что зеленокаменные преобразования регионального метаморфизма захватывают здесь часть осадочного чехла.

Согласно представлениям Ф.Дж. Тернера [1951], Н.А. Елисева [1959], Ф.Дж. Тернера и Дж. Ферхугена [1961] и других исследователей граница между низкотемпературной и высокотемпературной фацией зеленых сланцев лежит на рубеже образования мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой ассоциаций аутигенных минералов в глинистых толщах.

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра морской геологии и литологии; e-mail: rostislavn@yandex.ru

<sup>2</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00246).

<sup>3</sup> Условность выделения стадий в осадочном процессе была рассмотрена нами ранее [Холодов, 2004, 2006].

В целом можно считать, что в разных физико-географических обстановках зоны осадкообразования формируются разнообразные, отчасти рыхлые осадки, которые затем поступают в «кладовую природы» — стратисферу, где они окончательно созревают, уплотняются, преобразуются, деформируются, рождают газоводные флюиды и консервируются.

Отмечу, что с времен выделения из недр общей петрографии в качестве самостоятельной науки литологии или учения об осадочных породах и рудах (20-е гг. XX столетия) в определении осадочных пород наблюдалась четкая переоценка осадочного этапа их формирования, так и явная недооценка конечных стадий породообразования.

Действительно, уже в первых работах В.П. Батурина [1932] и А.Н. Заварицкого [1932] было подчеркнуто, что осадочные породы формируются в «термодинамических условиях поверхностной оболочки» Земли. Близкое определение в отношении условий образования осадочных пород было принято М.С. Швецовым [1958] и Н.В. Логвиненко [1984]. Л.В. Пустовалов [1940], Л.Б. Рухин [1953], Г.И. Теодорович [1958], В.Т. Фролов [1992], Б.К. Прошляков и В.Г. Кузнецов [1991], а также В.Г. Кузнецов [2007] и О.В. Япаскурт [2008] несколько расширили характеристику термодинамической среды осадочного породообразования, утверждая что она типична для всей верхней приповерхностной оболочки планеты.

Таким образом, из внимания литологов выпали очень важные глубинные явления, накладывающие свой отпечаток на минералогический состав, текстуру, условия залегания и флюидодинамику осадочных толщ.

Приведенные выше данные о термодинамических обстановках формирования осадков и осадочных пород позволяют, как нам кажется, предложить следующее определение этих образований: рыхлые осадки, а также уплотненные осадочные породы представляют собой *результат разрушения магматических, метаморфических и осадочных пород литосферы, сопряженный с вулканогенно-осадочными явлениями и созданный терригенными, хемогенными и биогенными процессами в термодинамических обстановках зоны осадкообразования и стратисферы*. Такое определение несомненно должно привлечь внимание литологов на преобразования осадочных пород в глубоких частях стратисферы при относительно высоких температурах и давлениях.

Как показано в ряде опубликованных работ автора [Холодов, 1983, 2004, 2006, 2013], длительный путь преобразования осадков в осадочные породы начинается сразу после их фиксации в разнообразных физико-географических обстановках зоны осадкообразования.

В субаквальных обстановках осадочных бассейнов каждый последующий пласт осадков перекрывает предыдущий, способствует его

уплотнению и дегидратации. По мере накопления осадков нижние пласты погружаются в глубь стратисферы, вступая в область повышенных значений температуры и геостатического давления и в свою очередь трансформируются под давлением этих факторов.

С течением геологического времени каждый пласт медленно перемещается сверху вниз, и только тектонические инверсии и поднятия иногда прерывают и даже изменяют в противоположную сторону это направленное движение.

Верхние части осадочного разреза, находящиеся в тесной диффузионной и гидродинамической связи с водами материнского водоема с физико-химической точки зрения чаще всего представляют собой открытую физико-химическую систему, тогда как в нижних, наиболее уплотненных и часто изолированных, участках появляются все черты закрытой физико-химической системы со всеми вытекающими отсюда последствиями. Как бы то ни было, но в ходе нисходящих движений пластов в целом существенно усиливается гидродинамическая изоляция отдельных участков осадочных толщ.

Характерная черта стратисферы, или осадочно-вулканогенной оболочки Земли, — присутствие в ней осадочных пород двух типов — пластических и жестких.

К пластичным породам принадлежат глины, угли, эвапориты (соли), черные сланцы, торфы, мергели, некоторые известняки. При погружении вглубь недр Земли они уплотняются, дефлюидизируются, сокращают свою пористость и проницаемость и превращаются в слабопроницаемые тела; нефтяники называют такие породы «покрышками».

К жестким породам относятся пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, некоторые известняки, опоки, трепела и др. кремнистые породы. Они значительно хуже уплотняются под давлением и обычно теряют проницаемость только в результате выпадения цементирующих минералов из растворов (кольматации). В нефтяной геологии эти образования обычно называют коллекторами.

По мере развития нисходящих движений в осадочных бассейнах пластические породы дефлюидизируются; они теряют поровую и кристаллизационную воду, жидкие и газообразные углеводороды, а также компоненты, растворимые в воде и углеводородах.

Эти осадочные образования в условиях повышенных значений геостатического давления и температуры становятся донорами — поставщиками газоводных флюидов во внешнюю по отношению к ним среду.

Жесткие породы — коллекторы, так же, как зоны тектонической трещиноватости и разломы, нарушающие оплошность осадочной оболочки, обычно выполняют роль реципиентов и стано-

вятся главными путями перемещения флюидов, каналами их разгрузки.

Важнейшей движущей силой элизионных систем, как это показано в работах многих гидрогеологов (А.А. Карцев, С.Г. Вагин, Е.А. Басков, В.М. Никаноров, А.В. Кудельский, Л.А. Назаркин и др.), — сверхвысокое поровое давление (СВПД), которое обычно возникает при дефлюидизации пластичных пород в условиях замкнутых физико-химических систем; фазовые превращения составных частей пластических пород, происходящие по схеме твердое — жидкое — газообразное, в уплотненных запечатанных частях разрезов способствуют весьма интенсивному повышению локальных поровых давлений и в конечном счете обеспечивают миграцию газов и растворов из наиболее погруженных частей элизионных бассейнов к их периферии и к дневной поверхности.

Именно под действием СВПД в осадочных толщах осуществляется миграция вод, рассолов и нефтяных углеводородов, а в осадочных породных бассейнах формируется обратная гидрохимическая зональность, подчеркивающая движение флюидов от глубин к земной поверхности и от центра бассейна к его периферии. Разные структурно-гидрогеологические этажи осадочно-породных бассейнов оказываются связанными между собой с помощью зон повышенной трещиноватости, разломов и пластов — коллекторов и эта единая гидродинамическая система устойчиво функционирует на протяжении целых этапов геологического развития регионов.

В целом элизионные системы соответствуют областям интенсивных тектонических нисходящих движений и накопления мощных осадочных толщ. Пространственно с ними совпадают области крупнейших нефтегазоносных провинций Мира, угленосных и солеродных бассейнов, а также областей развития соляной тектоники (диапиров) и грязевых вулканов.

В зависимости от преобладающего типа флюидогенерирующих отложений среди элизионных систем можно различать бассейны, связанные с мощными глинистыми и глинисто-органогенными толщами, с соленосными и эвапоритовыми, а также угленосными формациями; нетрудно предположить, что скопления каждого типа пластических пород будет соответствовать своя модификация элизионных процессов [Соколов, Холодов, 1994].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Батурин Г.Н.* Справочное руководство по петрографии осадочных пород. М.; Л.: ГОНТИ НКТП, 1932. 60 с.

*Елисеев Н.А.* Метафорфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 414 с.

*Заварицкий А.Н.* Введение в петрографию осадочных горных пород. М.; Л.: ГОНТИ, 1932. 80 с.

Наиболее полно изучены элизионные процессы, связанные с преобразованиями мощных глинистых толщ, сложенных смектитом, гидрослюдой и каолинит-хлоритовой составляющей без существенной примеси терригенных прослоев; обычно в этих толщах в том или ином количестве присутствует рассеянное органическое вещество (РОВ), а также включения карбонатов и другие аутигенные примеси.

Как показано ранее на примере разрезов Западного Предкубанья и Восточного Предкавказья [Холодов, 1983], по мере развития нисходящего движения глины уплотняются, трансформируют их минеральный состав, они дегидратируются, а выделившаяся из них вода создает СВПД — главную движущую силу элизионного перемещения флюидов.

В свою очередь РОВ, первоначально представленное планктогенными жирами, белками и углеводами на стадии диагенеза, порождает фульво- и гуминовые кислоты, а при катагенетическом погружении в область высоких значений температуры и давления — кероген, а также его жидкие и газообразные производные — углеводороды нефтяного ряда. Фазовые переходы РОВ рождали нефть и углеводородные газы и усиливали СВПД, созданное водой.

Особенно интенсивные преобразования РОВ осуществлялись, по-видимому, в главную фазу нефтегазообразования (ГФН) и главную фазу газообразования (ГФГ).

Сверхвысокое пластовое давление (СВПД) в недрах осадочных породных бассейнов оставляло свои следы — гидроразрывы в виде пластических даек, «горизонтов с включениями», а в зонах повышенной трещиноватости и тектонических нарушений — в виде грязевых вулканов и соляных диапировых поднятий.

**Заключение.** В целом все эти очень важные для литологов и геологов-тектонистов процессы пока еще очень слабо исследованы: в свете работ последнего времени становится очевидным, что физико-химические свойства осадочных отложений на большой глубине коренным образом отличаются от таковых на дневной поверхности и что глубокие части стратисферы охвачены самопроизвольно возникающими явлениями флюидогенеза и флюидодинамики.

*Кузнецов В.Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 2007. 510 с.

*Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая школа, 1984. 416 с.

*Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология. М.: Недра, 1991. 444 с.

- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1, 2. 476 с., 420 с.
- Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 143 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. М.; Л.: ГОНТИ, 1953. 672 с.
- Соколов Б.А., Холодов В.Н.* Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов — новое направление в литологии // Отеч. геология. 1994. № 7. С. 79–81.
- Страхов Н.М.* Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеотехиздат, 1957. Т. 1. С. 7–28.
- Теодорович Г.И.* Учение об осадочных породах. Л.: ГОНТИ, 1958. 572 с.
- Тернер Ф.Дж.* Эволюция метаморфических пород. М.: ИЛ, 1951. 420 с.
- Тернер Ф.Дж., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961. 510 с.
- Фролов В.Т.* Литология. Т. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 333 с.
- Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с.
- Холодов В.Н.* Эпигенетическое рудообразование и закон физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 500–537.
- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Холодов В.Н.* Элизионные процессы и соляная тектоника. Сообщение 1. Катагенетические преобразования в соленосных толщах. Сообщение 2. К проблеме формирования соляных диапиров // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 4.
- Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. М.: Гостеоиздат, 1958. 416 с.
- Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. Учебное пособие. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

Поступила в редакцию  
30.03.2015

УДК 539.3, 624.131.4

С.В. Шешенин<sup>1</sup>, Н.Б. Артамонова<sup>2</sup>, Ю.В. Фролова<sup>3</sup>, В.М. Ладыгин<sup>4</sup>**ОПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ СВОЙСТВ И ТЕНЗОРА ПЕРЕДАЧИ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД МЕТОДОМ ОСРЕДНЕНИЯ<sup>5</sup>**

Предложен теоретический способ определения упругих модулей и тензора передачи порового давления на скелет породы с помощью асимптотического метода осреднения. Метод продемонстрирован на модельных и реальных геологических образцах с использованием конечно-элементной реализации. Проанализирована зависимость определяемых свойств пород от структуры порового пространства и упругих характеристик компонентов матрицы.

*Ключевые слова:* пористая порода, асимптотический метод осреднения, тензор передачи порового давления, эффективные модули упругости.

In this research a theoretical method for determining the elastic properties and the pore pressure transfer tensor on the rock skeleton is developed using the asymptotic averaging method. This technique is demonstrated on model and real geological samples by means of the finite-element implementation. The determined rock properties dependence of rock porosity, pore shape, elastic properties of the rock matrix is analyzed.

*Key words:* porous rock, asymptotic averaging method, pore pressure transfer tensor, effective elastic moduli.

**Введение.** Определение деформационных свойств грунтов необходимо при изучении напряженно-деформированного состояния массивов горных пород, поэтому представляет одну из главных задач инженерной геологии. На практике эффективные упругие свойства грунтов определяются экспериментально. Для предварительной оценки этих свойств целесообразно использовать теоретический способ, основанный на методе осреднения [Бахвалов, Панасенко, 1984; Победря, 1984]. Такой способ может успешно применяться, если известны структура порового пространства и упругие свойства компонентов матрицы.

Скалярный коэффициент передачи порового давления на скелет породы введен в работах [Biot, 1941; Fatt, 1958], авторы которых теоретически обосновали и проверили экспериментально, что только часть порового давления необходимо учитывать в полных напряжениях:

$$\langle \sigma_{ij}^{\Pi} \rangle = \langle \sigma_{ij} \rangle^{ef} + \alpha \sigma_{ij} \langle p \rangle \quad (1)$$

где  $\langle \sigma_{ij}^{\Pi} \rangle$  — осредненные полные напряжения;  $\langle \sigma_{ij} \rangle^{ef}$  — осредненные эффективные напряжения в твердой фазе грунта, передающиеся по контактам между зернами породы;  $\alpha$  — коэффициент передачи порового давления на скелет породы;

$\delta_{ij}$  — символ Кронекера ( $\delta_{ij}=1, i=j; \delta_{ij}=0, i \neq j$ );  $\langle p \rangle$  — осредненное поровое давление.

Согласно И. Фетту, скалярный безразмерный коэффициент  $\alpha$  принимает значения от 0 до 1 и определяется по формуле

$$\alpha = 1 - \frac{\beta_s}{\beta_{eff}}$$

где  $\beta_s$  — сжимаемость материала скелета грунта,  $\beta_{eff}$  — эффективная сжимаемость грунта. Например, для песков или слабосцементированных песчаников  $\alpha \approx 1$ , для низкопористых сильноуплотненных скальных грунтов  $\alpha \rightarrow 0$ . Для песчаников с открытой пористостью от нескольких процентов до 26%  $\alpha$  изменяется от 0,60 до 0,85 [Addis, 1997].

Коэффициент передачи порового давления используется во многих моделях, описывающих процесс деформирования грунтов при изменении порового давления [Biot, 1941; Fatt, 1958]. Однако в большинстве работ принимается, что  $\alpha = 1$ , так как  $\alpha$  — трудноопределимый параметр, кроме того, связанная система дифференциальных уравнений наиболее просто решается при  $\alpha = 1$  [Киселев, Шешенин, 1996; Шешенин и др., 2011]. Поэтому важно оценить, насколько значения  $\alpha$  близки к единице в зависимости от параметров грунта.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, механико-математический факультет, кафедра механики композитов, профессор, докт. физ.-мат. н.; e-mail: sheshenin@mech.math.msu.su

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: artamonovanb@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, доцент, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: ju\_frolova@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра инженерной и экологической геологии, ст. науч. сотр., канд. геол.-минерал. н.; e-mail: skalka\_1@mail.ru

<sup>5</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00530-а, 15-01-05887-а).

В работе [Fatt, 1958] предполагается, что  $\alpha$  — скалярный коэффициент. Однако в общем случае анизотропных пород  $\alpha$  является тензором передачи порового давления. Разработан теоретический способ вычисления тензора  $\alpha_{ij}$  на основе асимптотического метода осреднения, аналогичный способу вычисления эффективных упругих свойств.

**Теоретический анализ.** Чтобы получить теоретически соотношения вида (1), можно применить асимптотический метод [Шешенин и др., 2015] для осреднения уравнения равновесия неоднородной упругой пористой среды:

$$[c_{ikl}u_{k,l}]_j + X_i = 0, \quad x \in V, \quad (2)$$

с граничными условиями на поверхности пор  $\Sigma_{int}$

$$c_{ikl}u_{k,l}n_j = -pn_i, \quad (3)$$

где  $u_k$  — компоненты вектора перемещений,  $X_i$  — вектор внешних сил,  $p$  — известное поровое давление.

Введем быстрые координаты  $\xi_i$  стандартным способом:

$$\xi_i = \frac{x_i}{\varepsilon}, \quad \varepsilon = \frac{l}{L} \ll 1,$$

где  $x_i$  — медленные координаты,  $l$  — характерный размер представительной области (RVE — representative volume element) пористой среды,  $L$  — характерный глобальный размер всей пористой среды.

В уравнениях (2), (3) тензор модулей упругости и нормаль  $n$  зависят от быстрых координат  $\xi_i$ , а давление  $p$  — от  $x_i$ . Зависимость  $p$  только от медленных координат объясняется тем, что давление жидкости  $p$  имеет асимптотическое представление [Mei, 2002]:

$$p = p_0(x) + \varepsilon p_1(x, \xi) + \dots \quad (4)$$

Для нахождения первых членов асимптотического решения задачи (2), (3) достаточно учитывать только первый член в (4), который будем обозначать далее как  $p(x)$ . Решение задачи (2), (3) ищется в виде:

$$u_k(x, \xi) = v_k(x) + \varepsilon N_{kpq}(\xi)v_{p,q}(x) + \varepsilon M_k(\xi)p(x) + \dots, \quad (5)$$

где  $N_{kpq1\dots qm}(\xi)$ ,  $M_{kpq1\dots qm}(\xi)$  — локальные функции быстрых координат. Результатом [Шешенин и др., 2015] служит соотношение

$$\langle \sigma_{ij}^{\Pi} \rangle = \langle \sigma_{ij} \rangle + \alpha_{ij} \langle p \rangle, \quad (4)$$

причем

$$\langle \sigma_{ij} \rangle = c_{ijpq}^{\text{eff}} \langle \varepsilon_{pq} \rangle. \quad (7)$$

Соотношение (6) совпадает с уравнением (1), введенным в работе [Fatt, 1958], если тензор передачи давления — шаровой:  $\alpha_{ij} = \alpha \delta_{ij}$ .

**Определение эффективных модулей упругости.** Математическое определение средних модулей упругости  $c_{ijpq}^{\text{eff}}$  для статистически однородной среды было дано Хиллом [Хилл, 1964]. Это опреде-

ление конструктивно и может служить способом вычисления модулей  $c_{ijpq}^{\text{eff}}$ . Определение состоит в следующем. В RVE формулируется краевая задача

$$[c_{ijkl}(x)u_{k,l}]_j = 0, \quad x \in V_{\text{RVE}} \quad (8)$$

со специальным граничным условием на  $\Sigma_{\text{RVE}}$

$$u_k = 005x_j, \quad x \in V_{\text{RVE}} \quad (9)$$

и нулевым давлением на границе пор  $\Sigma_{\text{int}}$

$$c_{ijk}(x)u_{k,l}n_j(x) = 0, \quad x \in \Sigma_{\text{int}}, \quad (10)$$

Тогда, решая задачу (8)–(10) и вычисляя  $\langle \sigma_{ij} \rangle$ , можно получить  $c_{ijpq}^{\text{eff}}$  из (7), поскольку несложно показать, что  $\langle \varepsilon_{pq} \rangle = \varepsilon_{ij}^0$ .

**Определение эффективных коэффициентов передачи порового давления.** Теперь дадим математическое определение тензору коэффициентов передачи порового давления  $\alpha_{ij}$ . В RVE нужно решить краевую задачу, состоящую из уравнения (8) с постоянным давлением  $p$  на границе пор  $\Sigma_{\text{int}}$

$$c_{ijk}(x)u_{k,l}n_j(x) = -pn_i(x), \quad x \in \Sigma_{\text{int}} \quad (11)$$

и закрепленной внешней границей  $\Sigma_{\text{RVE}}$

$$u_k = 0, \quad x \in V_{\text{RVE}}. \quad (12)$$

Тогда, решая (8), (11), (12) и вычисляя  $\langle \sigma_{ij} \rangle$ , получим тензор  $\alpha$  из соотношения  $\langle \sigma_{ij} \rangle = \alpha_{ij}p$ .

**Применение метода осреднения.** Для решения задач (8)–(10) и (8), (11), (12) можно применить описанную выше методику осреднения. Опуская математические выкладки, приведем окончательный результат, состоящий в том, что задачи (8)–(10) и (8), (11), (12) теперь формулируются в виде так называемых локальных задач на RVE относительно локальных функций  $N_{kpq}$  и  $M_k$ , входящих в (5). Заметим, что вполне естественно, что локальные функции зависят уже от быстрых координат  $\xi$ , поскольку представительная область (RVE) мала по сравнению с размерами всей пористой среды и более естественно описывается этими координатами.

Локальная задача в RVE в терминах функций  $N_{kpq}$  (для каждого  $p, q$ ) имеет вид

$$[c_{ijkl}(\xi)N_{kpq,l} + c_{ijpq}(\xi)]_j = 0, \quad \xi \in V_{\text{RVE}},$$

$$c_{ijk}(\xi)N_{kpq,l} = -c_{ijpq}n_j(\xi), \quad \xi \in \Sigma_{\text{int}},$$

$$N_{kpq} = 0, \quad \xi \in \Sigma_{\text{RVE}}.$$

Локальные коэффициенты напряжений определяются формулой

$$\sigma_{ijpq}^{\text{loc}} = (c_{ijkl}N_{kpq,l} + c_{ijpq})$$

а сами напряжения в задаче (8)–(10) равны  $\sigma_{ij} = \sigma_{ijpq}^{\text{loc}}v_{pq}$  или  $\sigma_{ij} = \sigma_{ijpq}^{\text{loc}}\varepsilon_{pq}^0$ , поскольку в этой задаче оказывается, что  $v_{pq} = \varepsilon_{pq}^0$ . Это означает, что эффективные модули упругости в терминах локальных задач вычисляются в виде

$$c_{ijpq}^{\text{eff}} = \langle c_{ijkl} N_{kpq,l} + c_{ijpq} \rangle.$$

В случае изотропии осредненного пористого материала по известным формулам теории упругости [Дортман, 1984] могут быть рассчитаны значения модуля Юнга и коэффициента Пуассона.

Аналогично обстоит дело с локальными задачами для определения эффективных коэффициентов передачи порового давления.

Тензор передачи порового давления вычисляется в ходе решения локальной задачи в RVE относительно перемещения  $M_k$  для пористой среды с ненулевым поровым давлением

$$[c_{ijk}(\xi)M_{k,l}]_j = 0, \quad \xi \in V_{\text{RVE}},$$

$$c_{ijk}(\xi)M_{k,l}n_j = -n_l(\xi), \quad \xi \in \Sigma_{\text{int}},$$

$$M_k = 0, \quad \xi \in \Sigma_{\text{RVE}}.$$

Среднее напряжение, обусловленное действием порового давления, представляется в виде

$$\langle \sigma_{ij} \rangle = \langle c_{ijkl} M_{k,l} \rangle P.$$

Следовательно, асимптотический анализ приводит к тензору передачи порового давления

$$\alpha_{ij} = -\langle c_{ijkl} M_{k,l} \rangle.$$

Таким образом, предложенный вычислительный способ нахождения эффективного тензора передачи порового давления  $\alpha_{ij}$  основан на решении локальных задач в представительной области пористой среды.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Описанная методика с использованием асимптотического метода осреднения была опробована на двумерных модельных и реальных геологических образцах с использованием конечно-элементной реализации.

**Исследование модельных образцов.** Исследованы зависимости тензора передачи порового давления ( $\alpha_{ij}$ ) от разных факторов — пористости, формы, ориентировки и расположения пор, упругих свойств материала каркаса. Рассмотрим влияние каждого из перечисленных факторов на тензор  $\alpha_{ij}$ . Для образцов с центральной симметрией  $\alpha_{11} = \alpha_{22} = \alpha$ , поэтому в таком случае можно говорить о коэффициенте передачи порового давления  $\alpha$ , во всех других случаях будет рассматриваться тензор  $\alpha_{ij}$ .

**Влияние формы поры.** Для всех исследуемых модельных образцов приняты одинаковая величина пористости ( $n=17\%$ ) и одинаковые упругие свойства материала каркаса ( $E=20\,000$  МПа,  $\nu=0,3$ ). Как видно на рис. 1, чем ближе форма поры к круглой, тем меньше значение коэффициента  $\alpha$ . У образцов с крестообразной порой и с порой в форме звезды значения  $\alpha$  в 1,8–2 раза больше, чем у образца с круглой и квадратной порами, что можно объяснить повышенной концентрацией напряжений в углах пор.

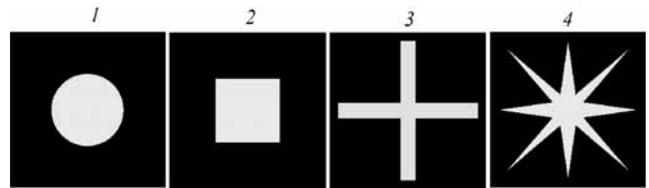


Рис. 1. Зависимость коэффициента передачи порового давления от формы поры ( $\alpha$ ): 1 — 0,42; 2 — 0,46; 3 — 0,83; 4 — 0,87

**Влияние пористости.** Расчеты проводили для образцов с формами пор, показанными на рис. 1. Для всех образцов коэффициент передачи порового давления монотонно возрастает с увеличением пористости (рис. 2, а). Однако величина приращения  $\alpha$  при изменении  $n$  от 4 до 17% у образцов с круглой и квадратной порами (графики 1 и 2, рис. 2, а) примерно одинаковая, а у образцов с порами в форме креста (график 3) и звезды (график 4) в 1,7 и в 1,4 раза больше соответственно.

**Влияние коэффициента Пуассона материала каркаса.** Получена зависимость коэффициента передачи порового давления от коэффициента Пуассона ( $\nu$ ) для образцов с одной круглой порой, но с разной величиной пористости (рис. 2, б) и для образцов с одинаковой пористостью ( $n=17\%$ ), но с разной формой поры (рис. 2, в). Видно, что во всех случаях зависимость монотонно возрастает, причем угол наклона графиков зависит как от пористости, так и от формы поры. Для образцов с одной круглой порой (рис. 2, б) наибольшие изменения  $\alpha$  при изменении  $\nu$  от 0,1 до 0,4 наблюдаются при пористости от 7 до 38%, т.е. в том диапазоне пористости, в который попадает большинство типов реальных горных пород. Анализ графиков на рис. 2, в показывает, что величина изменения  $\alpha$  при изменении  $\nu$  от 0,1 до 0,4 для круглой и квадратной пор примерно одинакова, а для пор в форме креста и звезды в 1,8 и 2,1 раза меньше соответственно.

Следовательно, для угловатых и неизометричных пор влияние пористости на  $\alpha$  сильнее, а влияние коэффициента Пуассона слабее, чем для округлых пор. Коэффициент  $\alpha$  не зависит от модуля Юнга материала каркаса.

Таблица 1

Тензор передачи порового давления у модельных образцов, изображенных на рис. 3

Значение	Номер образца						
	1	2	3	4	5	6	7
$\alpha_{11}$	0,40	0,40	0,38	0,67	0,64	0,60	0,48
$\alpha_{22}$	0,40	0,41	0,49	0,31	0,56	0,60	0,61

**Зависимость анизотропии образцов по тензору  $\alpha_{ij}$  от расположения и ориентировки пор.** Исследовали образцы с круглыми порами и образцы с порами в виде вытянутых ромбов (рис. 3). Для всех моделей задавали одинаковые свойства материала каркаса:  $E=20\,000$  МПа,  $\nu=0,24$ . У всех образцов

с круглыми порами одинаковая пористость ( $n=19\%$ ), а у образцов с порами в виде ромбов  $n=12\%$ . Результаты расчетов представлены в табл. 1, номера образцов на рис. 3 соответствуют номерам образцов в табл. 1.

Из результатов исследования образцов с круглыми порами можно сделать следующие выводы (рис. 3, табл. 1, образцы 1–3). Если круглые поры разного размера распределены равномерно (обр. 2), то образец практически изотропен по тензору  $\alpha_{ij}$  ( $\alpha_{11} \approx \alpha_{22}$ ), а значения компонентов  $\alpha_{ij}$  близки значениям соответствующих компонентов  $\alpha_{ij}$  у образца с такой же пористостью с одной круглой порой, расположенной в центре (обр. 1). Неравномерное распределение пор (обр. 3) приводит к анизотропии тензора  $\alpha_{ij}$ . Направления осей, соответствующих индексам у  $\alpha_{\beta\beta}$ , следующие:  $\beta=1$  — горизонтальное,  $\beta=2$  — вертикальное.

Исследование образцов с порами в виде ромбов (рис. 3, табл. 1, образцы 4–7) показало, что на анизотропию образца по тензору  $\alpha_{ij}$  влияет как ориентация пор, так и их распределение. Для обр. 4, у которого все поры ориентированы в вертикальном направлении, справедливо соотношение  $\alpha_{11}/\alpha_{22}=2,16$ . У обр. 5 большая часть пор (4 к 2) ориентирована вертикально, для него тоже отмечена анизотропия по тензору  $\alpha_{ij}$ , но различия меньше, чем в первом случае:  $\alpha_{11}/\alpha_{22}=1,14$ . Образец 6 изотропен по тензору  $\alpha_{ij}$  ( $\alpha_{11}/\alpha_{22}=1$ ), так как у него равное число вертикально и горизонтально ориентированных пор (3:3) и поры распределены равномерно. У обр. 7 число по-разному ориентированных пор тоже совпадает, но распределены поры неравномерно, что приводит к анизотропии образца:  $\alpha_{22}/\alpha_{11}=1,26$ .

**Исследование реальных геологических образцов.** Чтобы продемонстрировать возможность использования асимптотического метода осреднения для практических целей, выполнена серия расчетов для реальных образцов горных пород с известными упругими свойствами, определенными лабораторными методами. Для расчетов выбраны вулканогенно-осадочные породы — туфы и гиалокластиты.

В ходе лабораторных экспериментов на образцах горных пород определяли или вычисляли следующие физические и физико-механические свойства: плотность ( $\rho$ ), плотность твердых частиц ( $\rho_s$ ), пористость ( $n$ ), скорость распространения упругих продольных ( $V_p$ ) и поперечных ( $V_s$ ) волн, модуль упругости (динамический) ( $E$ ), коэффи-

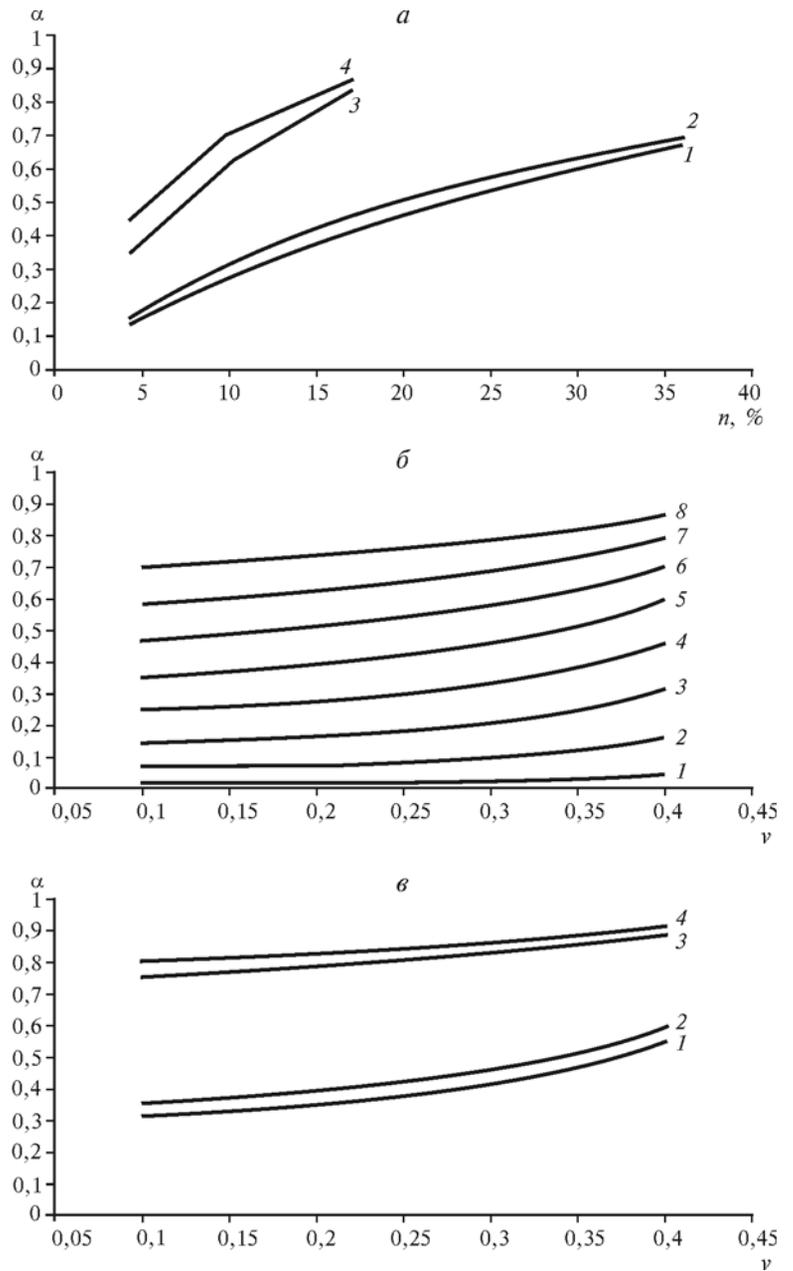


Рис. 2. Зависимость коэффициента  $\alpha$  от пористости  $n$  (%) для пор разной формы (а) и от значений коэффициента Пуассона ( $\nu$ ) в случае одной круглой поры (б): 1 —  $n=0,79$ ; 2 — 3,14; 3 — 7,07; 4 — 12,57; 5 — 19,63; 6 — 28,27; 7 — 38,48; 8 — 50,37; 9 — 63,62, а также в случае пор разной формы (в). На графиках а и в кривые 1–4 соответствуют формам пор 1–4 на рис. 1

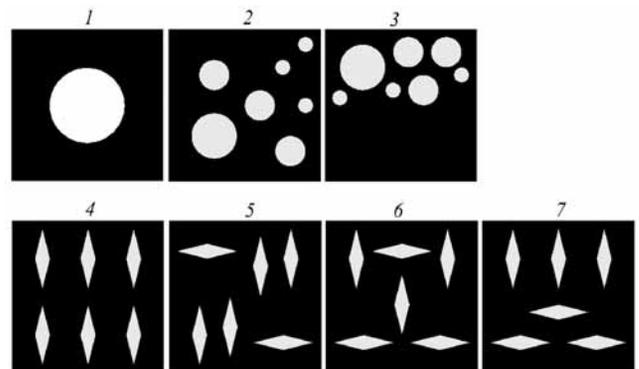


Рис. 3. Модельные образцы для определения зависимости тензора передачи порового давления от расположения и ориентации пор

коэффициент Пуассона ( $\nu$ ). Все определения выполнены по стандартным методикам [Фролова, 2015]. Параллельно с изучением свойств исследовали минеральный состав, строение и морфологию порового пространства пород методом оптической микроскопии (микроскоп «Olympus»).

Модели образцов для расчета в конечно-элементном программном комплексе создавали на основе фотографий прозрачных петрографических шлифов, сделанных с помощью оптического микроскопа «Olympus» со встроенной цифровой фотокамерой «Olympus SP-500UZ». Пористость моделей определяли в программе СТИМАН [Соколов и др., 1998].

При расчетах свойства компонентов, входящих в состав исследуемого образца, задавали по справочным материалам [Дортман, 1984; Кларк, 1969; Мельников и др., 1975].

**Изучение образцов вулканических туфов Камчатки.** Исследуемый образец представляет собой андезитовый туф, отобранный в Мутновском вулканическом районе Камчатки. Туф псаммитомелкопсефитовый литокластический. Литокласты представлены андезитом с гиалопилитовой структурой основной массы, их размер в среднем колеблется от 0,2 до 1 мм (редко до 3 мм). Встречаются отдельные кристаллокласты плагиоклаза. Цемент в исследуемом туфе порово-пленочного типа, по составу цеолитовый. Цеолитовые пленки толщиной ~30–40 мкм облекают обломки, при

этом межобломочное пространство часто остается пустым. Размер межобломочных пор варьирует в интервале 0,05–0,5 мм. Свойства туфа, полученные при лабораторных испытаниях, представлены в табл. 2 [Фролова, Ладыгин, 2008].

Таблица 2

Свойства туфа, полученные экспериментальным способом

$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho_s$ , г/см <sup>3</sup>	$V_p$ , км/с	$E$ , $\cdot 10^3$ МПа	$\nu$
1,93	2,39	3,05	16,1	0,20

Расчет пористости, упругих характеристик и коэффициента передачи порового давления выполняли по модельным изображениям, составленным по фотографиям шлифов, сделанных при двух разных увеличениях (рис. 4). При расчете упругих модулей предполагалось, что образцы сухие, воды в порах нет. Свойства компонентов туфа, принятые в расчетах, приведены в табл. 3. Результаты расчетов представлены в табл. 4. (Номера образцов в табл. 4 совпадают с номерами образцов на рис. 4.)

Таблица 3

Упругие свойства компонентов туфа, принятые в расчетах

Название образца	Цвет в моделях	$E$ , $\cdot 10^3$ МПа	$\nu$
Лава (андезитовая)	темно-серый	22,0	0,20
Цеолиты	черный	28,0	0,22
Плагиоклазы	светло-серый	80,0	0,28

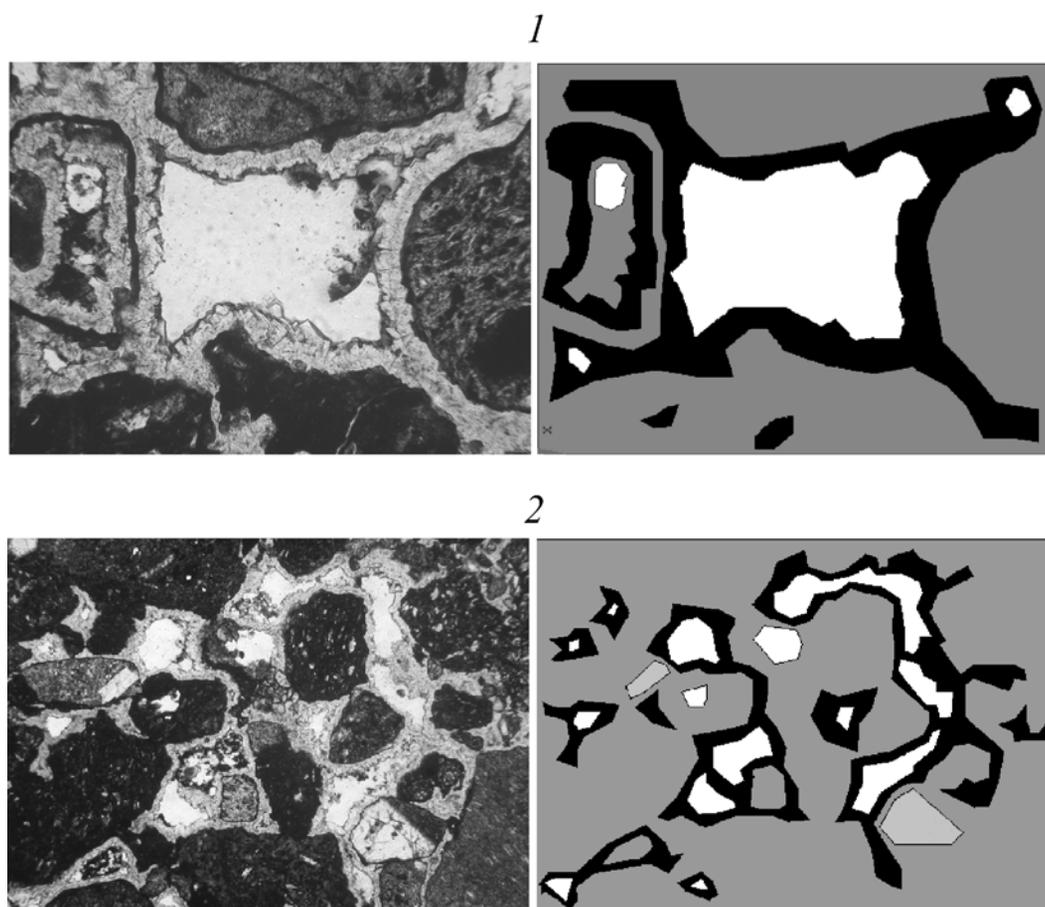


Рис. 4. Фото шлифов туфа (слева, николи скрещены) и их модельные изображения (справа). Ширина поля зрения, мм: 1 – 0,9; 2 – 2,4

Таблица 4  
Свойства туфа, полученные расчетным способом

Номер образца	<i>n</i> , %	$\alpha_{11}$	$\alpha_{22}$	<i>E</i> , $n \cdot 10^3$ МПа	$\nu$
1	18	0,43	0,47	14,4	0,16
2	7	0,33	0,35	16,4	0,18

Как видно из данных табл. 4, упругие характеристики (модуль упругости и коэффициент Пуассона), полученные расчетным способом, близки к значениям соответствующих показателей, определенных в экспериментах (табл. 2). Отметим, что расчеты, выполненные по изображению с меньшим увеличением (обр. 2), показали лучшую сходимость результатов с экспериментальными данными, чем расчеты, сделанные по изображению с большим увеличением (обр. 1). Это свидетельствует о том, что мелкомасштабное изображение лучше отражает реальное поровое пространство и структуру породы.

Образец 2 почти изотропен по тензору  $\alpha_{ij}$  (табл. 4), так как поры и, следовательно, цеолитовые пленки в нем расположены хаотично. Образец 1 характеризуется небольшой анизотропией по  $\alpha_{ij}$ , так как в центре у него расположена крупная пора, вытянутая в горизонтальном направлении. По упругим свойствам можно считать изотропным образец 1 с точностью 92%, а образец 2 — с точностью 95%.

Компоненты тензора  $\alpha_{ij}$  у обр. 2 меньше, чем у обр. 1, так как у обр. 2 меньше пористость. По этой же причине значения модуля упругости обр. 2 больше, чем обр. 1.

**Изучение образцов гиалокластитов Исландии.**

Гиалокластиты — вулканогенно-осадочные породы, образующиеся при подводных или подледных извержениях вулканов. Быстрое охлаждение лавы при контакте с водой приводит к ее превращению в мелкие обломки вулканического стекла, которые впоследствии цементируются под влиянием различных постгенетических процессов [Фролова, 2010]. Как правило, гиалокластиты достаточно однородны по минеральному составу — их главный компонент представлен вулканическим стеклом базальтового (толеитового) состава. В незначительном количестве могут присутствовать кристаллокласты оливина, пироксена и плагиоклаза.

Исследуемый фрагмент гиалокластита состоит из остроугольных обломков базальтового вулканического стекла псаммитовой размерности. Размер обломков в среднем составляет 0,2–0,3 мм, иногда достигает 1 мм. Обломки сцементированы палагонитом, который как бы сваривает их в точках соприкосновения, формируя цемент контактового типа. Межобломочные поры имеют неправильную, иногда вытянутую форму, их размер колеблется от 0,1 до 0,5 мм (реже до 1 мм), преобладают поры 0,1–0,2 мм (рис. 5, обр. 1 и 2). В крупных обломках вулканического стекла (0,5–1 мм) на-

блюдаются поры правильной округлой формы (везикулы) с ровными стенками, образованные при дегазации лавы (рис. 5, обр. 3). Размер везикул 0,05–0,2 мм.

Плотностные и упругие свойства образцов гиалокластита, полученные с помощью непосредственных лабораторных измерений, представлены в табл. 5. Расчетные свойства образцов гиалокластитов приведены в табл. 6. Номера образцов в табл. 5 и 6 соответствуют номерам образцов на рис. 5. Свойства вулканического стекла, использованные в расчетах, следующие: для обр. 1  $E=13\,400$  МПа,  $\nu=0,24$ ; для обр. 2  $E=20\,000$  МПа,  $\nu=0,24$ ; для обр. 3  $E=12\,300$  МПа,  $\nu=0,24$ .

Таблица 5

Свойства образцов гиалокластита, полученные экспериментальным способом

Номер образца	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$\rho_s$ , г/см <sup>3</sup>	$V_p$ , км/с	<i>E</i> , $n \cdot 10^3$ МПа	$\nu$
1	2,31	2,74	1,95	6,3	0,20
2	2,34	2,77	2,14	10,0	0,20
3	1,60	2,75	1,85	5,0	0,21

Таблица 6

Свойства образцов гиалокластита, полученные расчетным способом

Номер образца	<i>n</i> , %	$\alpha_{11}$	$\alpha_{22}$	<i>E</i> , $n \cdot 10^3$ МПа	$\nu$
1	15	0,59	0,57	6,5	0,19
2	15	0,52	0,58	10,0	0,20
3	33	0,58	0,58	5,3	0,23

Образец 1 почти изотропен по тензору  $\alpha_{ij}$  (табл. 6), обр. 2 характеризуется слабой анизотропией по  $\alpha_{ij}$ , потому что (как видно на рис. 5) у него преобладают поры, ориентированные в горизонтальном направлении. Образец 3 изотропен по  $\alpha_{ij}$ , так как его поры имеют округлую форму и распределены равномерно по площади. Образец 3 характеризуется небольшими значениями компонентов тензора  $\alpha_{\beta\beta}$  ( $\alpha_{11}=\alpha_{22}=0,58$ ) при достаточно большой пористости ( $n=33\%$ ), что можно объяснить наличием пор округлой формы. В частности, у обр. 1 и 2, имеющих угловатые поры, определены такие же значения  $\alpha_{\beta\beta}$  при пористости 15%. Этот факт еще раз подтверждает зависимость  $\alpha_{ij}$  от формы пор, установленную на модельных образцах.

По упругим свойствам можно считать, что образцы изотропны: обр. 1 с точностью 96%, обр. 2 с точностью 85%, обр. 3 с точностью 99%. Расчетные показатели модуля упругости и коэффициента Пуассона (табл. 6) для всех трех образцов практически совпадают с экспериментальными результатами (табл. 5).

**Выводы.** 1. Результаты расчетов упругих свойств, выполненные асимптотическим методом осреднения, для образцов вулканогенных пород Камчатки и Исландии показали хорошее

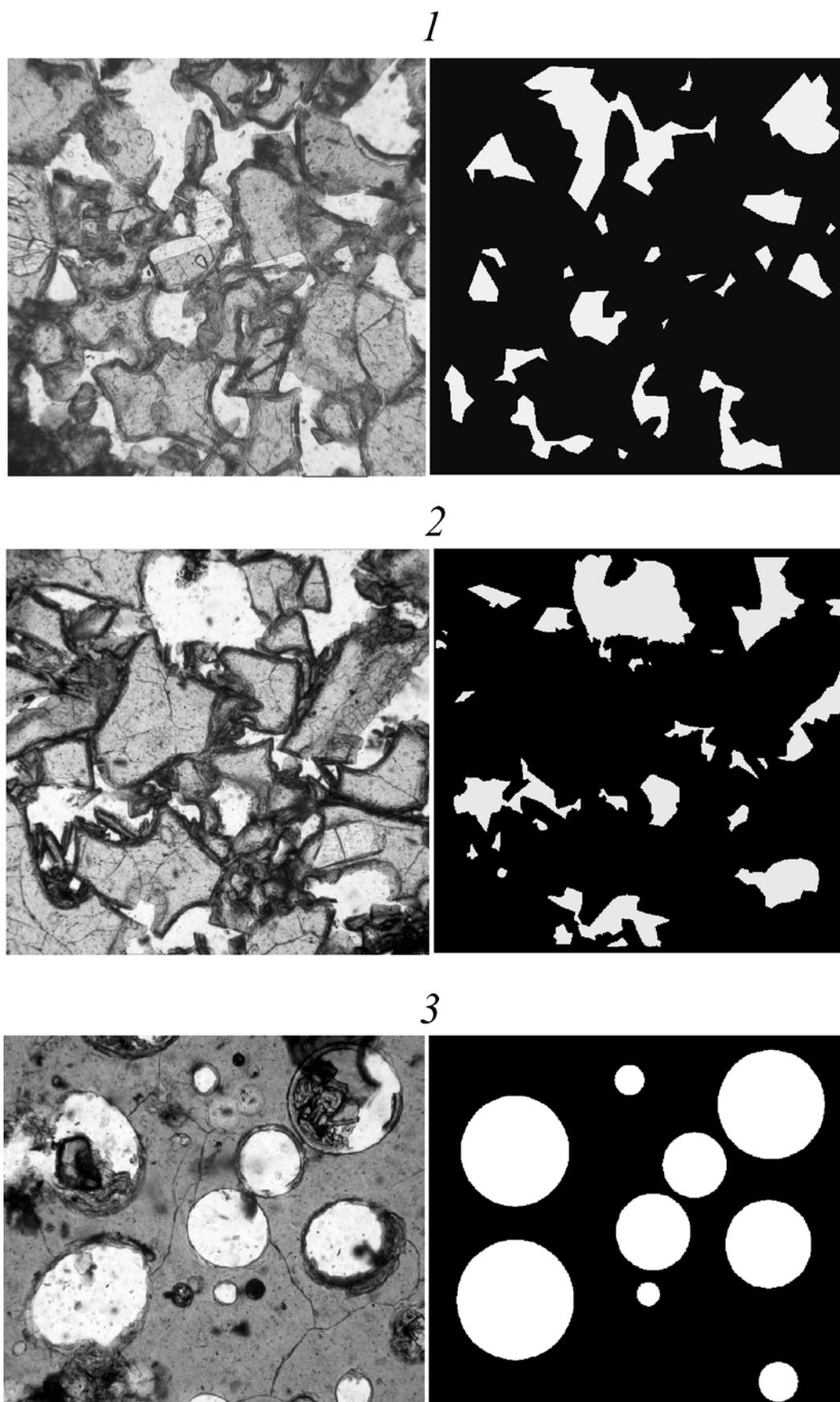


Рис. 5. Фото шлифов гиалокластитов (слева, николи параллельны) и их модельные изображения (справа). Ширина поля зрения, мм: 1, 2 – 1,2; 3 – 0,7

совпадение с экспериментальными данными, что подтверждает возможность использовать эту методику при исследовании реальных геологических структур, в частности для предварительной оценки свойств горных пород.

2. Для определения тензора передачи порового давления использована разработанная авторами методика [Шешенин и др., 2015] на основе асимптотического метода осреднения. Изученные на примерах модельных образцов зависимости тен-

зора передачи порового давления от пористости, формы и ориентации пор, значения коэффициента Пуассона материала скелета породы позволили интерпретировать результаты, полученные для вулканических туфов и гиалокластитов. Исследования подтверждают необходимость учитывать истинное значение тензора передачи порового давления при изучении напряженно-деформированного состояния массивов грунтов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бахвалов Н.С., Панасенко Г.П.* Осреднение процессов в периодических средах. М.: Наука, 1984.

*Дортман Н.Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 1984.

*Киселев Ф.Б., Шешенин С.В.* Разностная схема для задачи нестационарной фильтрации в слоистых грунтах // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1996. № 3. С. 129–135.

*Кларк С.* Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.

*Мельников Н.В., Ржевский В.В., Протодьяконов М.М.* Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975.

*Победря Б.Е.* Механика композиционных материалов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984.

*Соколов В.Н., Юрковец Д.И., Разгулина О.В., Мельник В.Н.* Программно-аппаратный комплекс для исследования микроморфологии поверхности твердых тел по РЭМ-изображениям // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 1998. № 1. С. 33–41.

*Фролова Ю.В.* Закономерности изменения состава и свойств гиалокластитов Исландии в процессе литогенеза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 2. С. 45–55.

*Фролова Ю.В.* Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. М.: КДУ, 2015. 222 с.

*Фролова Ю.В., Ладыгин В.М.* Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района

(Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2008. № 1 (вып. 11). С. 158–170.

*Хилл Р.* Упругие свойства составных сред: некоторые теоретические принципы // Механика. 1964. № 5. С. 127–143.

*Шешенин С.В., Артамонова Н.Б., Мукатова А.Ж.* Применение метода осреднения для определения коэффициента передачи порового давления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 1. Математика. Механика. 2015. № 2. С. 42–45.

*Шешенин С.В., Какушев Э.Р., Артамонова Н.Б.* Моделирование нестационарной фильтрации, вызванной разработкой месторождений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 1. Математика. Механика. 2011. № 5. С. 66–68.

*Addis M.A.* The stress-depletion response of reservoirs // Proceed. of 1997 SPE Ann. Technical Conference and Exhibition. P. 1. Formation evaluation and reservoir geology. San Antonio, 1997. P. 55–65.

*Biot M.A.* General theory of three-dimensional consolidation // J. Appl. Phys. 1941. Vol. 12. P. 155–164.

*Fatt I.* Compressibility of sandstones at low to moderate pressures // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1958. Vol. 42, N 8. P. 1924–1957.

*Mei C.C.* Micro-scale basis of seepage flow. Theory of homogenization // Lectures Notes on Fluid Dynamics. 2002. Ch. 6.2.

Поступила в редакцию  
30.03.2015

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.14

Д.С. Никитин<sup>1</sup>, М.Д. Хуторской<sup>2</sup>

## ПРИМЕНЕНИЕ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

В последнее десятилетие получены новые данные о строении осадочного чехла северной части Баренцевоморского шельфа. К перспективным методам исследования структурно-тектонических особенностей в пространстве относится объемное моделирование. На основании полученной информации о морфометрических характеристиках сейсмостратиграфических комплексов методом кластерного анализа выполнена интерпретация объемной структурно-тектонической модели осадочного чехла Баренцевоморского шельфа.

*Ключевые слова:* осадочный бассейн, объемная модель, структурно-тектонический этаж, кластерный анализ, Баренцевоморский шельф.

New data on a structure of a sedimentary cover of northern part of the Barentsevomorsky shelf are obtained in the last decade. Volumetric modeling is one of perspective method of structural and tectonic features in space research. Interpreting of volumetric modeling of a sedimentary cover of the Barentsevomorsky shelf is accomplished on the basis of the received information on morphometric characteristics of seismostratigraphic complexes by a cluster analysis.

*Key words:* sedimentary basin, volumetric model, structural and tectonic floor, cluster analysis.

**Введение.** Район исследований расположен на северо-востоке арктического шельфа Баренцева моря между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа (рис. 1). В тектоническом отношении рассматриваемая территория принадлежит к Баренцевской (Свальбардской) шельфовой (или окраинно-материковой) плите, которая характеризуется гетерогенным строением.

Основная фаза консолидации коры относится к позднерифейскому—предвендскому времени, однако в байкальский фундамент Баренцево-Карского суперблока впаины массивы раннепротерозойской континентальной коры. Жесткие континентальные блоки фундамента разделены рифтогенными прогибами полициклического развития. Современная структура плиты, как части платформы, сформировалась в посткimmerийское время, одновременно с завершением формирования Пайхой-Новоземельского орогена.

Сведения о структуре и составе земной коры в изучаемом регионе базируются на результатах многочисленных исследований, выполненных на акватории и прилегающей суше [Бро и др., 1982]. В строении северо-восточной части арктического шельфа Баренцева моря выделяются два структурно-тектонических этажа — нижний и верхний, разделенные между собой поверх-

ностями региональных стратиграфических и угловых несогласий. К нижнему этажу относятся допалеозойское складчатое основание (иногда выделяемое в самостоятельный этаж) и ниже-среднепалеозойский литолого-стратиграфический комплекс (ЛСК), а также верхний, включающий отложения от верхнедевонских до четвертичных, в пределах последнего выделяют 5 ЛСК, которые отражают существенные изменения структурного плана осадочного чехла исследуемой территории.

Авторы построили объемную модель осадочного чехла Баренцевоморского шельфа, на основе которой выполнен структурно-тектонический анализ морфометрических характеристик сейсмо-стратиграфических комплексов.

**Методика исследований.** Для классификации структурных данных по отражающим горизонтам, относящимся к одному структурно-тектоническому этажу, мы использовали кластерный анализ [Мандель, 1988; Олдендерфер, Блэшфилд, 1989].

Под объектом понимается блок регулярной блочной модели. В центре каждого блока находится точка, которой присвоены два параметра — мощность и координаты. Под кластером обычно понимают группу объектов (в нашем случае область осадочного чехла), обладающую свойством

<sup>1</sup> ГИН РАН, лаборатория теплопереноса, мл. науч. с.; e-mail: ndsnomination@mail.ru

<sup>2</sup> ГИН РАН, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru

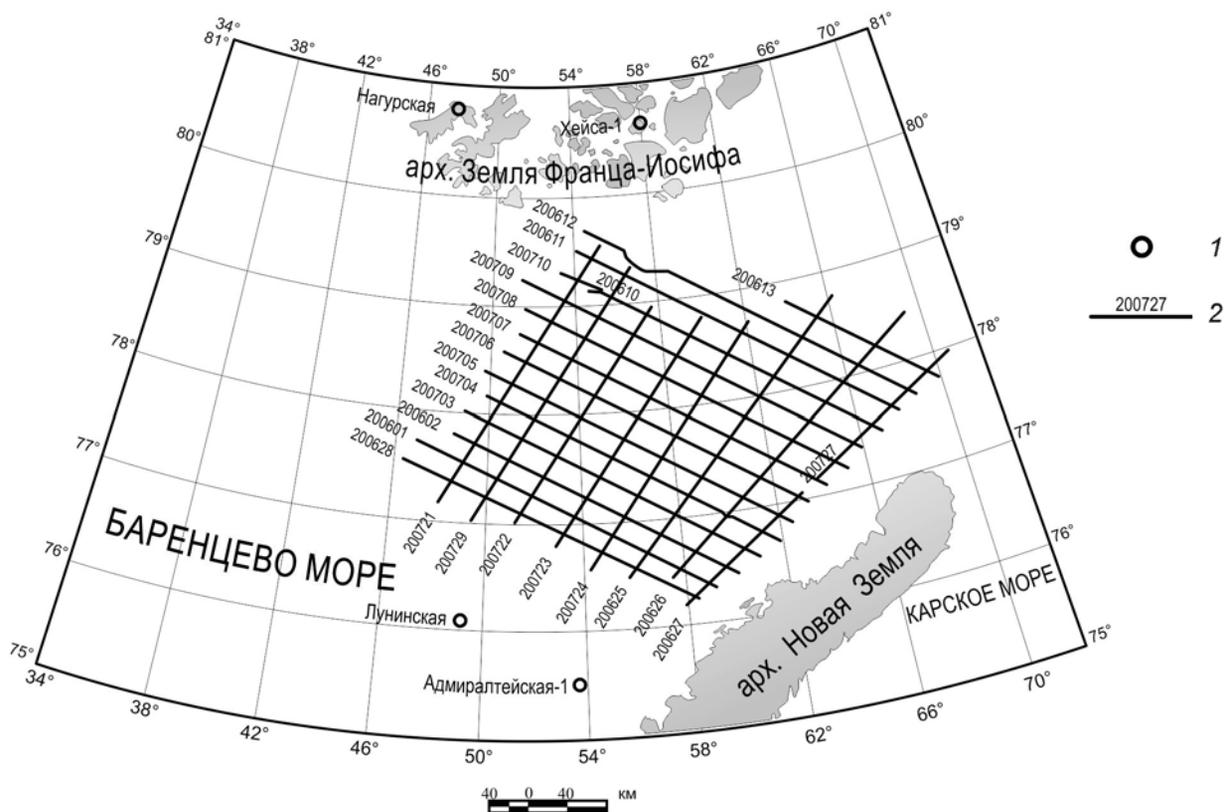


Рис. 1. Обзорная карта северной части Баренцевоморского шельфа с расположением сети комплексных геофизических профилей: 1 — скважины глубокого бурения; 2 — профили МОВ ОГТ 2D, 2007–2009 гг.

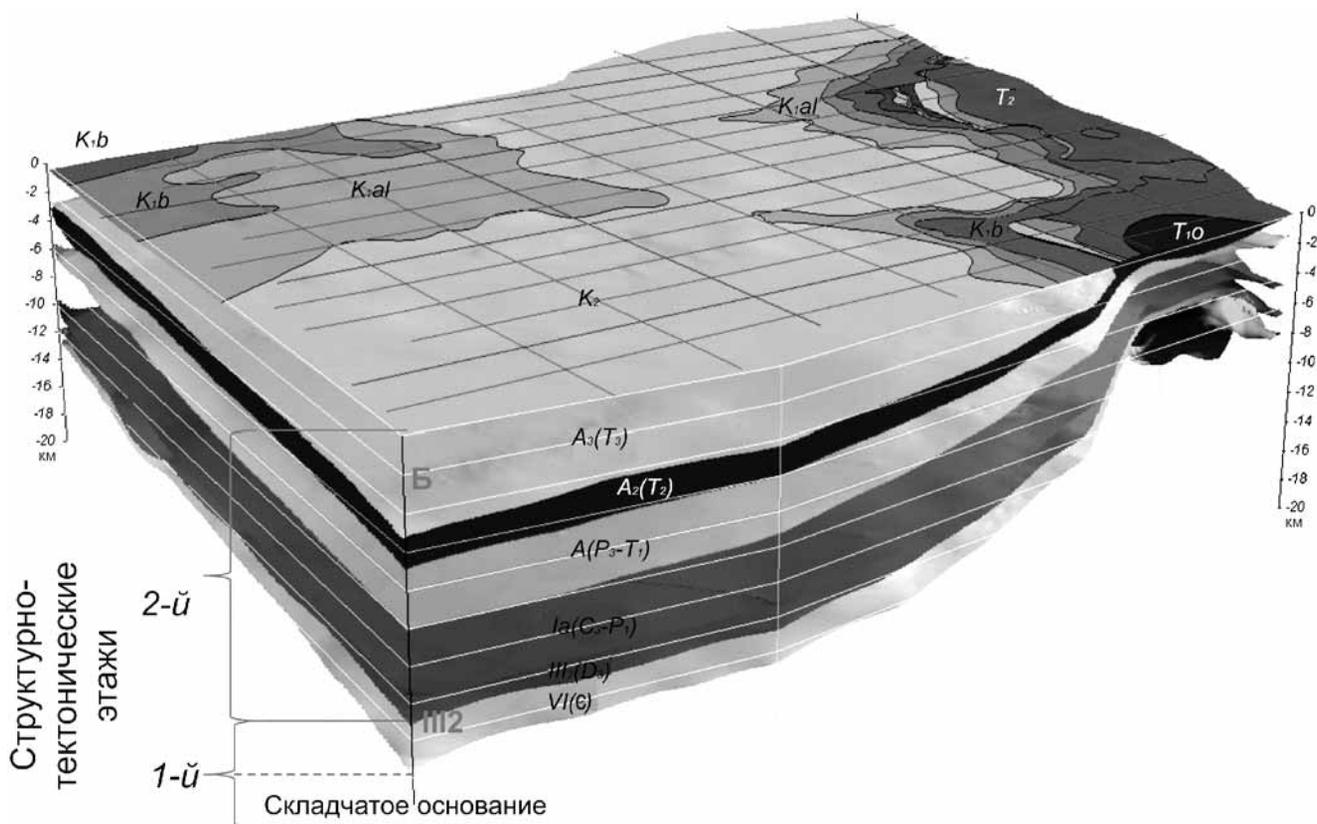


Рис. 2. Каркасная модель осадочного чехла северной части Баренцевоморского шельфа, совмещенная с геологической основой, на базе структурных карт по 11 отражающим горизонтам

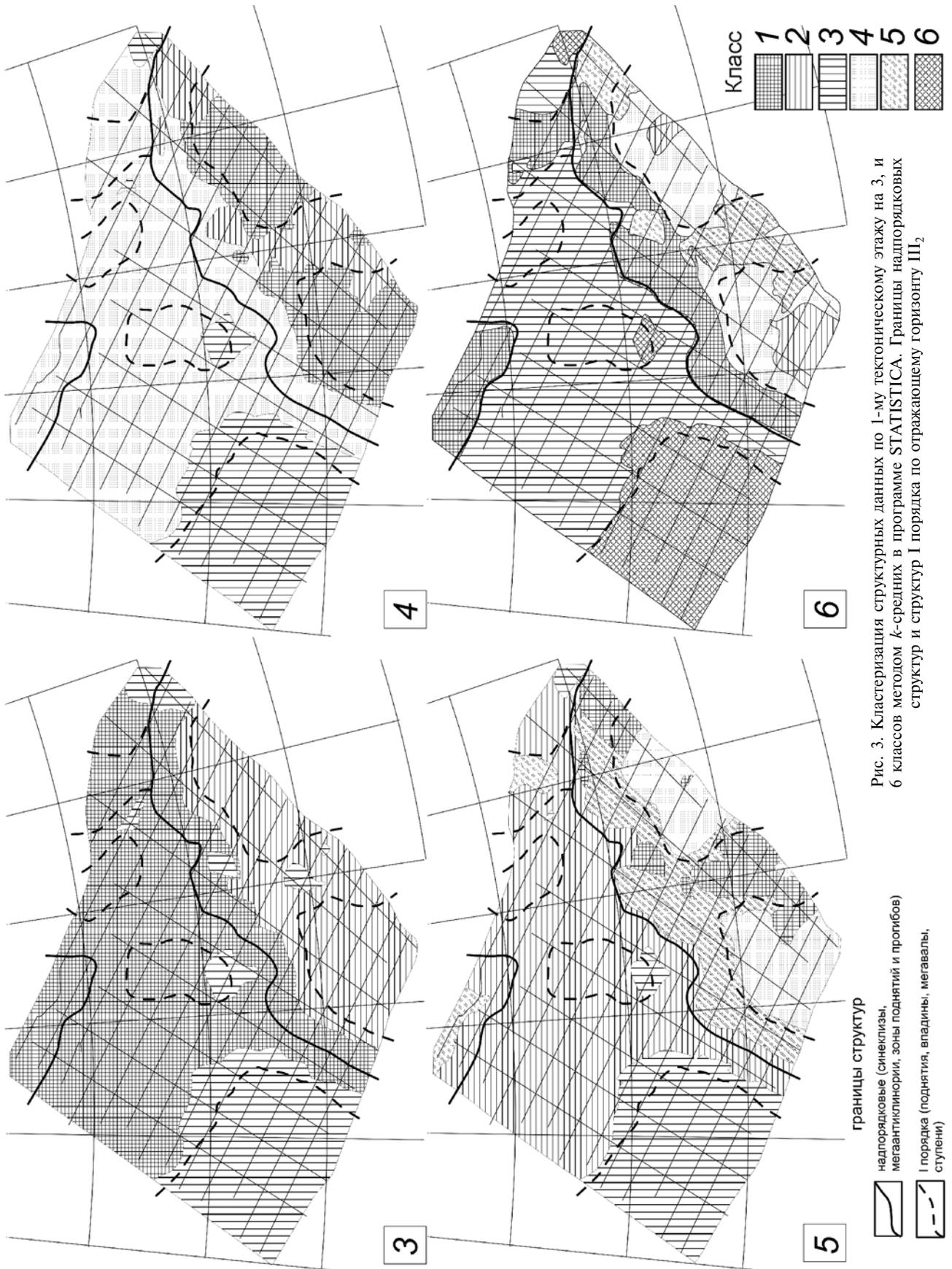


Рис. 3. Кластеризация структурных данных по 1-му тектоническому этажу на 3, и 6 классов методом *k*-средних в программе STATISTICA. Границы надпорядковых структур и структур I порядка по отражающему горизонту Ш<sub>2</sub>

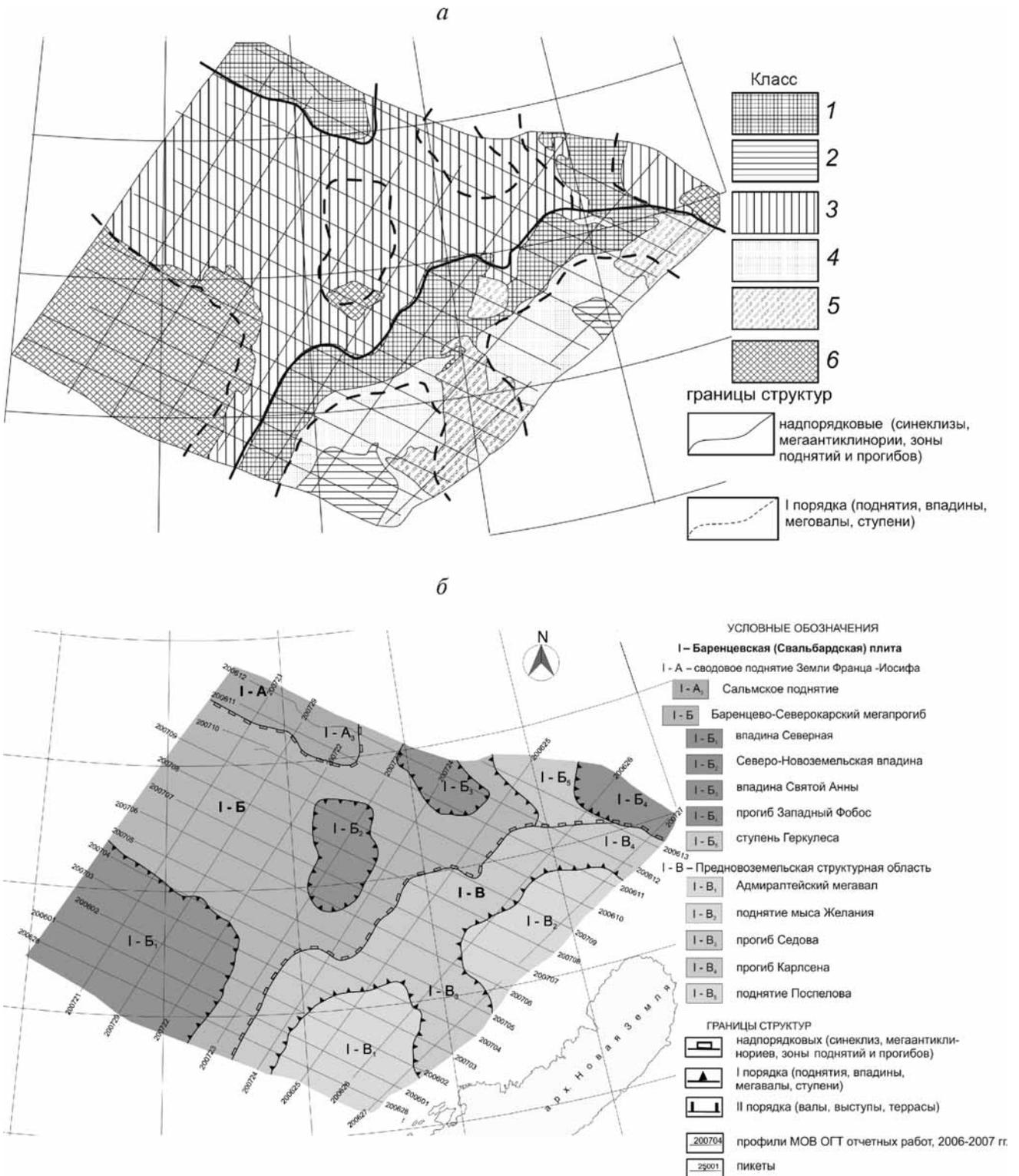


Рис. 4. Сопоставление кластеризации данных по I-му тектоническому этажу на 6 классов (а) и соответствующей тектонической схемы (б)

плотности, т.е. компактным сосредоточением использованных параметров для некоторой области осадочного чехла.

Для классификации и идентификации структурных данных по отражающим горизонтам с помощью кластеризации применялся метод *k*-средних (*k*-means clustering), реализованный в

программной среде STATISTICA, лучше всего подходящий для данного случая.

Исходными данными для расчетов послужили структурные параметры (абсолютные отметки кровли/подшвы и мощность сейсмостратиграфических комплексов) каждого блока регулярной блочной модели, представленные в виде таблиц.

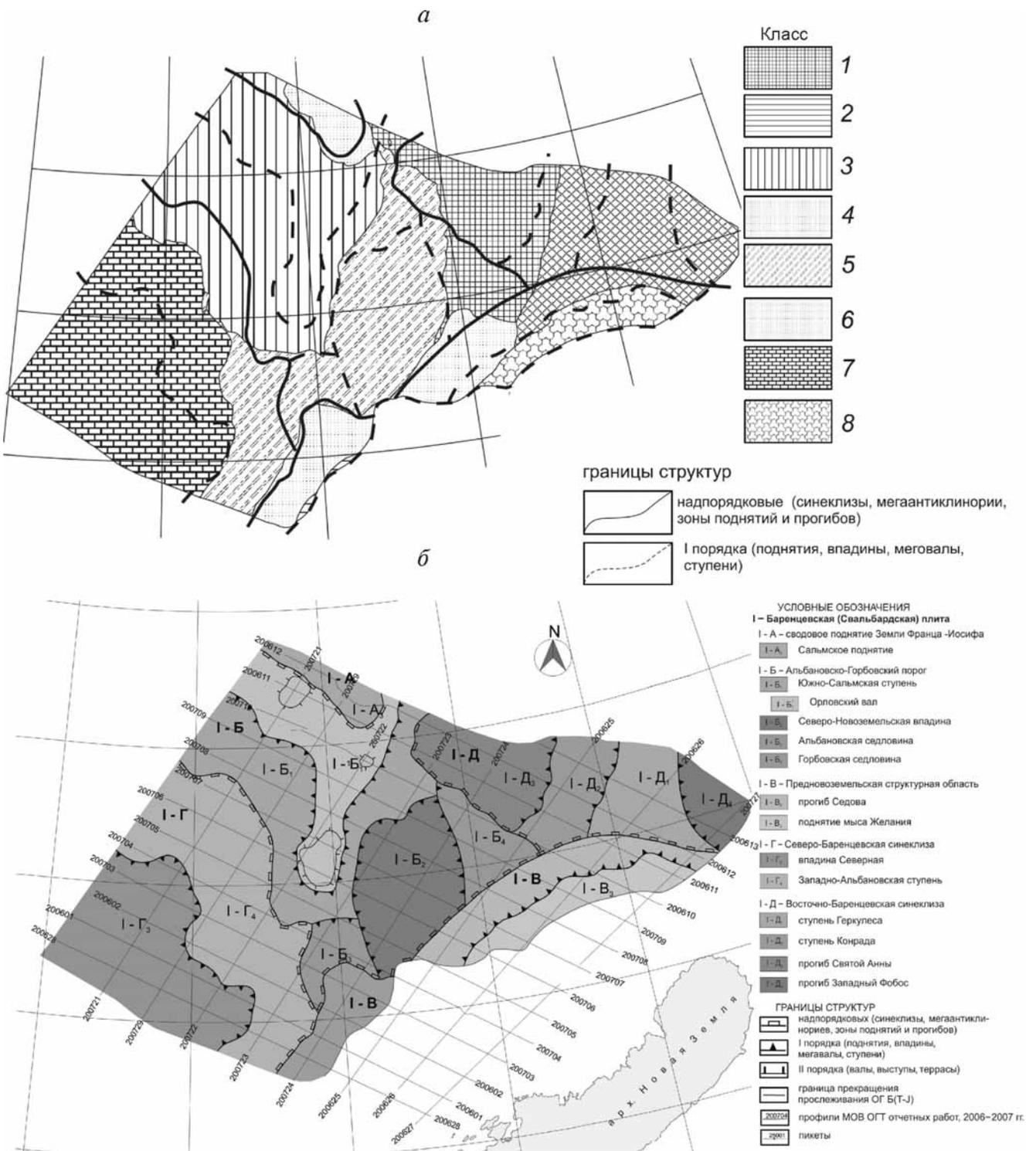


Рис. 5. Кластеризация данных верхнепалеозойско-триасовой (PZ<sub>3</sub>–Т) части осадочного чехла (а) и схема структурно-тектонического районирования по кровле триасовых отложений (отражающий горизонт Б) (б)

Затем были заданы начальные условия, число кластеров, порог завершения процесса классификации.

Формирование входного массива данных в кластерной классификации включает создание идентичных по пространственной размерности матриц всех используемых параметров, стандартизацию их значений, необходимую для использования алгоритма, в котором будут рассчитываться

расстояния (необходимая одинаковая размерность параметров), а также загрузку данных в виде единой таблицы в рабочую программную среду.

В исследуемом районе выделяются допалеозойское складчатое основание, нижне-среднепалеозойский и верхний структурные этажи. Последний включает отложения от верхнедевонских до четвертичных. Схемы тектонического районирования существуют для уровней отражающего

горизонта  $III_2$  ( $D_3$ ) и Б (Г–J), соответствующих 1-му и 2-му структурным этажам (рис. 2).

Проведенные исследования преследовали цель районировать территорию на основе структурных данных по указанным отражающим горизонтам.

Территория классифицирована с помощью кластерного анализа последовательно на 3, 4, 5 и 6 классов (рис. 3). Каждый класс был совмещен с тектоническими границами надпорядковых структур и структур I порядка на тектонической схеме районирования по отражающему горизонту  $III_2$ , а также по кровле верхнедевонских отложений. Отмечается достаточно хорошая согласованность кластеров с результатами геологического картирования.

Как показано на рис. 3, в результате разбиения структурных данных на 6 классов границы большинства структур хорошо определяются, за исключением локальных впадин в центральной части (рис. 4). Однородность классов, связанных с поднятиями в районе Предновоземельской структурной области (юго-восточная часть территории), требует отдельного рассмотрения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

*Бро Е.Г., Преображенская Э.Н.* и др. Отчет по обработке материалов бурения параметрической скважины Хейса-1 (о. Хейса, арх. Земля Франца-Иосифа). Л.: Севморгеология, 1982.

*Дитмар А.В., Тараховский А.Н., Спектор В.М.* Геологическое строение о. Хейса и других участков арх. Земля Франца-Иосифа. Л.: Севморгеология, 1981.

*Кораго Е.А., Ковалева Г.А., Смирнова Л.А.* и др. Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новой Земли. Л.: ВНИИОкеангеология, 1986.

*Мандель И.Д.* Кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1988. 176 с.

*Олдендерфер М.С., Блэшфилд Р.К.* Кластерный анализ // Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Пер. с англ. под ред. И.С. Енюкова. М.: Финансы и статистика, 1989.

Сопоставление кластеризации данных для части разреза, заключенной между отражающими горизонтами  $III_2$  и Б, относящихся ко 2-му структурно-тектоническому этажу, дает менее очевидное совпадение границ (рис. 5). В данном случае использовано 11 показателей: абсолютные отметки по 6 отражающим горизонтам ( $III_2$ , IA, A, A2, A3, Б и 5 значений мощности). Тектоническое районирование делалось по отражающему горизонту Б. Возможно, здесь надо пересмотреть и ограничить признаковое пространство исходных данных.

**Заключение.** Применение кластерного анализа на основе объемного моделирования, основанного на совместном анализе большого объема геофизических данных, показало хорошую сходимость результатов тектонического районирования акватории с районированием, основанном на ручной обработке данных бурения, сейсмо-, грави- и магнитопрофилирования. Однако заметим, что стоимость работ, включая интерпретацию, по методике кластерного анализа несоизмеримо меньше, чем стоимость даже минимального объема работ по обобщению геолого-геофизических данных.

*Супруненко О.И.* Количественная оценка величины начальных суммарных ресурсов нефти, газа и конденсата Баренцева, Печерского и Карского морей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004.

*Супруненко О.И., Устрицкий В.И., Зуйкова О.Н.* и др. Глубинное строение Баренцевоморского региона и потенциальные возможности нефтегазоносности второго и третьего структурных этажей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998.

*Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608.

Поступила в редакцию  
30.03.2015

## ПРАВИЛА ПОДГОТОВКИ СТАТЕЙ К ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. Серия 4. ГЕОЛОГИЯ»

Для публикации в журнале принимаются статьи сотрудников, аспирантов и студентов МГУ (в том числе в соавторстве с представителями других организаций). Текст сопровождается выпиской из протокола заседания кафедры, сведениями обо всех авторах: фамилия, имя и отчество (полностью), кафедра, должность, ученое звание, ученая степень, телефон домашний и рабочий, мобильный, *e-mail* (обязательно). Статьи принимаются на геологическом факультете МГУ, комн. 515а.

### Требования к оформлению статьи и краткого сообщения

1. Суммарный объем статьи (включая рисунки и список литературы) не должен превышать 24 страницы, объем краткого сообщения суммарно составляет 6 страниц. Рекомендуется стандартизировать структуру статьи, используя подзаголовки, например: **введение, теоретический анализ, методика, экспериментальная часть, результаты и их обсуждение, заключение (выводы)** и пр.

2. К статье на отдельной странице прилагаются аннотация (6–8 строк) и ключевые слова (6–8) на русском языке, а также аннотация и ключевые слова на английском языке. На отдельной странице необходимо приложить перевод фамилий, инициалов авторов и названия статьи на английский язык.

3. Перед заголовком работы необходимо проставить УДК.

4. Текст должен быть подготовлен в редакторе Word с использованием шрифта Times New Roman 12. Имя файла может содержать до 8 символов и иметь расширения .doc или .txt. Текст должен быть распечатан через 2 интервала, поля со всех сторон по 2,5 см. Текст представляется на отдельном носителе (компакт-диске) и в 2 экз. распечатки. Страницы следует пронумеровать.

5. Рисунки, фотографии, таблицы, подрисовочные подписи прилагаются отдельно в 2 экз. в конце статьи. Каждая таблица должна быть напечатана на отдельной странице тем же шрифтом, через 2 интервала, иметь тематический заголовок и не дублировать текст. Таблицы нумеруются арабскими цифрами по порядку их упоминания в тексте. Все графы в таблицах должны иметь заголовки и быть разделены вертикальными линиями. Сокращения слов в таблицах не допускаются. Материал по строкам должен быть разделен горизонтальными линиями.

6. Формулы, математические и химические знаки должны иметь четкое написание. Трудно различимые (латинские и греческие) буквы и знаки нужно пояснять карандашом на полях.

7. Размерность всех физических величин должна соответствовать Международной системе единиц (СИ).

8. Список литературы должен содержать в алфавитном порядке все цитируемые и упоминаемые в тексте работы (не более 20), иностранная литература помещается после отечественной тоже по алфавиту. При ссылке на изобретение необходимо указать год, номер и страницу «Бюллетеня изобретений». Ссылки на неопубликованные работы не допускаются (возможны ссылки на устное сообщение и автореферат кандидатской или докторской диссертации). Библиографическое описание дается в следующем порядке: фамилии и инициалы авторов, название статьи, полное название работы, место издания, издательство, год издания (для неперіодических изданий), для периодических — фамилии и инициалы авторов, название статьи, название журнала, год выпуска, том, номер, страницы. Ссылка на литературный источник в тексте приводится так: «В работе [Иванов и др., 1999] указано, что...».

9. Никакие сокращения слов, имен, названий, как правило, не допускаются. Разрешаются лишь общепринятые сокращения названий мер, физических, химических и математических величин и терминов и т.д. Все аббревиатуры, относящиеся к понятиям, методам аналитическим и обработки данных, а также к приборам, при первом употреблении в тексте должны быть расшифрованы.

10. Каждый рисунок должен быть выполнен на белой бумаге в виде компьютерной распечатки на лазерном принтере. Для растровых (тоновых) рисунков использовать формат TIFF с разрешением 600 dpi; векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны; для фотографий использовать формат TIFF с разрешением не менее 300 dpi. Рисунки и фотографии должны быть черно-белыми, четко выполнены и представлены в 2 экз. Компьютерный вариант должен иметь расширения .tiff или .cdr (Corel Draw) и предоставляться на отдельном носителе (компакт-диске), рисунки следует записывать в той программе, в которой они сделаны. На обороте всех иллюстраций указывают их номер, фамилию автора и название статьи. **Обращаем ваше внимание на то, что текст и рисунки предоставляются на отдельных дисках.**

11. Подрисовочные подписи прилагаются на отдельной странице и оформляются согласно требованиям, изложенным в п. 4.

12. Статьи, не отвечающие перечисленным требованиям, не принимаются.

13. Дополнения в корректуру не вносятся.

14. Редакция журнала оставляет за собой право производить сокращение и редакционные изменения текста статей.

**Плата за публикацию не взимается.**

*Благодарим вас за соблюдение наших правил  
и рекомендаций!*

## УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;  
геологический факультет МГУ

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН;  
**Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — **зам. главного редактора**, доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**Р.Р. ГАБДУЛЛИН** — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент;  
**И.М. АРТЕМЬЕВА** — профессор Университета Копенгагена, Дания;  
**И.С. БАРСКОВ** — доктор биологических наук, профессор;  
**А.Б. БЕЛОНОЖКО** — профессор Университета Стокгольма, Швеция;  
**С.В. БОГДАНОВА** — профессор Университета Люнд, Швеция;  
**М.В. БОРИСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.В. БРУШКОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.А. БУЛЫЧЕВ** — доктор физико-математических наук, профессор;  
**Е.Б. БУРОВ** — профессор Университета Пьера и Марии Кюри, Франция;  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор;  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США;  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**Д.Г. КОШУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.С. МАРФУНИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.М. НИКИШИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.Р. ОГАНОВ** — профессор Университета Стони-Брук, США;  
**А.Л. ПЕРЧУК** — доктор геолого-минералогических наук;  
**С.П. ПОЗДНЯКОВ** — доктор геолого-минералогических наук;  
**В.И. СТАРОСТИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**А.В. СТУПАКОВА** — доктор геолого-минералогических наук, доцент;  
**В.Т. ТРОФИМОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**В.С. УРУСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**В.К. ХМЕЛЕВСКОЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**В.В. ШЕЛЕПОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор;  
**О.В. ЯПАСКУРТ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор.

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

Технический редактор **Н.И. Матюшина**

Корректор **Н.И. Коновалова**

## Адрес редакции:

125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5.  
Тел. (495) 697-31-28, (495) 939-49-61, e-mail: vmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.  
Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 25.07.2015. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Бумага офс. № 1. Гарнитура Таймс.  
Усл. печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. 12,0. Тираж экз.  
Изд. № 10 297. Заказ .

---

Издательство Московского университета.  
125009, Москва, ул. Б. Никитская, 5.

Типография МГУ.  
119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 15.

Отпечатано: Публичное акционерное общество «Т8 Издательские Технологии».  
109316 Москва, Волгоградский проспект, дом 42, корпус 5.

**ISSN 0201-7385**  
**ISSN 0579-9406**

**ИНДЕКС 70995 (каталог “Роспечать”)**  
**ИНДЕКС 34114 (каталог “Пресса России”)**

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА

---