

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество
Центральный

научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

5-6/2002

УДК 551.24+552.32(470.22)

© А.Л.Кулаковский, 2002

К характеристике зоны контакта гранитогнейсового цоколя и чехла в Северном Приладожье

А.Л.КУЛАКОВСКИЙ (ИФЗ РАН)

В Северном Приладожье, по существующим представлениям, между выступами архейского гранитогнейсового цоколя и областью распространения протерозойской флишовой толщи ладожской серии расположены относительно узкие зоны питкьярантской серии, представляющей собой нижнюю часть чехольного комплекса и сложенной преимущественно метаэффузивами основного состава, а также осадочными (карбонатными и терригенными) породами. В данной статье предложен иной вариант трактовки генезиса пород, относимых к питкьярантской серии, равно как и природы самих этих зон, рассмотренных ниже под названием «зоны контакта» (ЗК).

Питкьярантская серия (зоны контактов) заметно отличается как по набору пород, так и по структурному стилю и от гранитогнейсов цоколя, и от ладожской серии. Наиболее распространенная разновидность пород ЗК — так называемые амфиболовые сланцы; это название — не совсем удачное (поскольку главный минерал этих пород — роговая обманка не может в силу своего габитуса определять сланцеватость) и, строго говоря, эти породы представляют собой рассланцованные (и/или катаклазированные) амфиболиты с наложенным биотитом. Обилие таких амфиболитов и определяет в первом приближении индивидуальность ЗК, хотя своеобразие последних этим не исчерпывается. Специфический облик ЗК придает значительно повышенная (по сравнению и с цоколем, и с ладожской серией) доля в их разрезе карбонатных пород, разнообразных тектонитов (бластокатаклазитов, милонитов, филонитов) и метасоматитов (вторичных кварцитов, грейзенов, известковых и магнетитовых скарнов и скарноидов и др.). А особенностью

структурного стиля ЗК следует считать линзовидно-полосчатый характер деформационных (разрывных) структур разного порядка при подчиненной роли складчатых (и притом преимущественно не крупных) форм.

Имеющиеся в литературе данные о характере площадного распространения питкьярантской серии противоречивы. Многие исследователи вслед за финскими геологами начала прошлого века придерживаются мнения о повсеместном присутствии между цоколем и ладожскими сланцами питкьярантских пород. Но в некоторых работах приводятся данные о нередком тектоническом выклинивании питкьярантской серии; так, контакты гранитогнейсов цоколя по раздому непосредственно с породами ладожской серии показаны на некоторых геологических картах [4, 5, 14].

Необходимо заметить, что границы ЗК (питкьярантской серии) на картах всегда будут в какой-то мере условными — какой бы из параметров (вещественных или структурных) не брать за основу при оконтуривании ЗК. Амфиболиты, близкие амфиболитам ЗК, широко распространены в пределах гранитогнейсового цоколя и изредка встречаются среди пород ладожской серии, карбонатные породы также иногда отмечены за пределами собственно ЗК: как в гранитогнейсах цоколя, так и в ладожских сланцах и гнейсах [4, 18]. Точно так же и разнообразные метасоматиты можно встретить (хотя и в несравнимо меньшем объеме) вне ЗК. С другой стороны, в пределах ЗК часто обнаруживаются пластины и линзы как гранитогнейсов цоколя (и на западе района — в зоне между Кирьявалахтинским и Сортавальским выходами цоколя [1], и на востоке у Импилахтинского выступа [11, 14]), так и глиноземистых пород ладожской серии

[1, 14]. И по нашим данным, среди рассланцованных амфиболитов ЗК встречаются характерные для ладожской серии глиноземистые плагиогнейсы: гранат-биотитовые у северо-западного контакта Импилахтинского выступа, ставролит-гранат-биотитовые — у юго-восточного и ставролит-гранат-кордиеритовые — у северного контактов Кирьявалахтинского выступа. Таким образом, границы ЗК на геологических картах отмечают лишь примерное положение контактов зон повышенной концентрации специфических, сильно переработанных (тектонически и метасоматически) пород, с одной стороны, и повышенной степени специфической деформации (рассланцевания, разлинзования и будинажа, катаклаза), с другой.

Породы зон контакта (петроструктурный аспект). Оставляя в стороне рассмотрение пород, более характерных для цоколя (гранитогнейсов) и ладожской серии (глиноземистых сланцев и гнейсов), нежели для ЗК, остановимся на тех породах, которые, собственно, и определяют облик питкярантской серии (т.е. с нашей точки зрения, ЗК): существенно амфиболовые и карбонатные породы, а также «седиментогенные» (согласно бытующим представлениям [13, 15]) кварцитах и кластитах.

Амфиболиты. Существенно амфиболовые по составу породы широко распространены не только в ЗК (где они, как сказано, представлены преимущественно рассланцованными амфиболитами), но также слагают многочисленные дайки амфиболитов в гранитогнейсах цоколя и, кроме того, так называемые интрузии основных пород валимякского типа [1] — среднезернистых амфиболитов, известных как в самих ЗК, так и среди ладожских образований.

На наш взгляд, все эти существенно амфиболовые породы относятся к одному интрузивному комплексу, а отдельные разновидности их отличаются по степени и характеру структурной и вещественной переработки. Идеализированную последовательность преобразования этих ортопород можно наметить в следующем виде: габбро-амфиболит → амфиболит → рассланцованный амфиболит → апоамфиболитовый милонит → метасоматически преобразованный апоамфиболитовый тектонит. Практически в каждом случае существенно амфиболовая порода содержит элементы (петроструктуры и/или минеральной ассоциации) как минимум двух стадий преобразования и относить ее к той или иной разновидности можно только по преобладающим в данном случае элементам петроструктуры или пороодообразующим минералам. Кроме того, иногда отдельные стадии переработки могут выпадать (и, например, рассланцованный амфиболит может возникать непосредственно по габбро-амфиболиту).

Габбро-амфиболиты распространены заметно меньше, нежели амфиболиты и рассланцованные амфиболиты и слагают чаще всего не крупные линзы в рассланцованных амфиболитах ЗК (более мощные из этих линз и показаны на картах как тела «пород основного состава»), отдельные участки в амфиболитах даек среди гранитогнейсов цоколя, а также немногочисленные тела в породах ладожской серии. Характерными признаками габбро-амфиболитов можно считать массивную текстуру (полосчатость любого — композиционного, мигматитового и прочего генезиса практически отсутствует), среднезернистое сложение, микроструктуру типа офитовой (предпочтительная ориентировка роговой обманки не ощутима), реликты магматического (?) титаномagnetита.

Амфиболиты — преобладающая разность для даек в гранитогнейсах цоколя, но также широко распространены в виде пластин и линз в ЗК. Полосчатость (композиционная и, в меньшей степени мигматитовая) обычно грубая и нечеткая; зато очень ярко проявлена линейность по роговой обманке, относящаяся к типу «проникающей» b-линейности. По минеральному составу амфиболиты практически не отличаются от габбро-амфиболитов.

Рассланцованные (и/или катаклазированные) амфиболиты наиболее типичны для ЗК, но встречаются и среди амфиболитосодержащих пород даек в гранитогнейсах. Петроструктура этих разностей характеризуется появлением новой генерации роговой обманки (нередко в шлифах более светлоокрашенной, чем роговая обманка амфиболитов), ориентировка которой резко отличается от таковой b-линейности, а также возникновением тонкой (иногда очень тонкой, катакlastической) полосчатости: по минеральному составу рассланцованные амфиболиты отличаются от габбро-амфиболитов и амфиболитов обычным присутствием новообразованного биотита (по которому фиксируется нечеткая, в силу небольшого его количества, сланцеватость) и изредка кварца. В отличие от «проникающей» (более или менее в равной степени распространяющейся во всем объеме) b-линейности амфиболитов петроструктура рассланцованных амфиболитов (линейность по новообразованной роговой обманке, сланцеватость по биотиту, полосчатость) имеет неоднородный, зональный характер и интенсивность ее проявления обычно резко меняется вкострости простираения ЗК. Катаклаз (грануляция плагиоклаза) — другая сторона того же процесса структурно-вещественного преобразования амфиболитов (или габбро-амфиболитов) в рассланцованные амфиболиты. Нередко грануляция плагиоклаза в более лейкократовых полосках отчетливо сопряжена с рекристаллизацией роговой обманки и появлением новообразованного биотита в мелнократовых полосках. Как правило, в рассланцованных амфиболитах сохраняются реликты петроструктуры амфиболитов (кристаллы роговой обманки ранней генерации, ориентированные по типу b-линейности, а также порфирокласты плагиоклаза в матрике из более мелких, возникающих при грануляции зерен), а иногда и габбро-амфиболитов (идиоморфные крупные, не обладающие предпочтительной ориентировкой зерна роговой обманки). С рассланцованными (и катаклазированными) амфиболитами пространственно и генетически связаны существенно биотитовые (с реликтами роговой обманки и плагиоклаза) филлиты, слагающие обычно миломощные зонки по контактам тектонических линз рассланцованных амфиболитов (как в ЗК, так и в дайках).

Апоамфиболитовые милониты распространены довольно ограниченно в виде тонких полос в рассланцованных амфиболитах и представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы, сложенные в основном вторичными минералами: хлоритом, эпидотом, кальцитом, сульфидами. На апоамфиболитовую природу этих милонитов указывает тесная ассоциация их с рассланцованными разностями амфиболитов, а также иногда сохраняющиеся в матрике порфирокласты роговой обманки и плагиоклаза.

Метасоматически преобразованные апоамфиболитовые тектониты встречаются в ЗК довольно часто, хотя и в незначительных количествах. Они представляют собой обычно рассланцованные амфиболиты или апоамфиболитовые милониты (реже амфиболиты и даже габбро-амфиболиты), в той или иной степени преобразованные в процессе постдеформационного метасоматоза. В полосчатых рассланцованных амфиболитах по материалу лейкосомы нередко идет формирование плагиоклаз-клинопироксеновой ассоциации (типа «околоскарновых» пород), в этих же рассланцованных амфиболитах встречаются участки роговообманко-клинопироксеновых инфильтрационных «жильных» скарнов, а по контактам с карбонатными породами возникают скаполитосодержащие ассоциации; по апоамфиболитовым милонитам отмечался порфиробластез антофиллита, кордиерита, граната, турмалина, в амфиболитах и габбро-амфиболитах — образование ассоциации кислотного выщелачивания (куммингтонит—гранат—кварц). Все эти разнообразные (и, по всей видимо-

сти, разнотемпературные) метасоматиты объединяет без-стрессовая обстановка формирования.

Как отмечено выше, в процессе преобразования амфи-боловых пород отдельные стадии могут быть проявлены с разной степенью отчетливости, а иногда могут и вообще выпадать. Например, отмечены факты (зона южного кон-такта Кирьявалахтинского выступа цоколя) возникнове-ния рассланцованных амфиболитов по габбро-амфибо-литам (рис. 1), а милонитов и апомилонитовых Са-Fe-Mg-метасоматитов — по амфиболитам и габбро-амфибо-литам (зона северо-восточного контакта того же выступа).

Особый интерес представляет процесс перехода амфи-болитов (с характерной b-линейностью по роговой обман-ке) в рассланцованные амфиболиты, поскольку первые — наиболее распространенная разновидность амфиболсо-держающих пород даек (в гранитогнейсах цоколя), а вторые — также наиболее обычная разновидность амфиболсодер-жащих пород, но в ЗК (т.е. питкьярантской серии). Харак-тер соотношения амфиболитов и их рассланцованных раз-ностей в обнажениях меняется в зависимости от интен-сивности рассланцевания: от редкой сети тонких зон рас-сланцевания в массивных амфиболитах до мелких будин и линз последних в рассланцованных амфиболитах. В шли-фах можно изредка наблюдать секущие контакты микро-линзочек, сложенных светлоокрашенной роговой обман-кой с наложенным биотитом (т.е. микрозон рассланцева-ния) по отношению к полосчатости амфиболитов с более темной роговой обманкой.

Очень ясно процесс перехода амфиболитов в расслан-цованные амфиболиты можно проследить по изменению рисунка микроструктурной ориентировки роговой обман-ки в шлифах пород, отвечающих разным стадиям этого процесса (рис. 2). Из трех изученных образцов два отобра-ны из пород «питкьярантской серии», один из дайки в гра-ниитогнейсах, причем последний (900/10) характеризует промежуточную стадию преобразования амфиболитов (952/1) в рассланцованные амфиболиты (901/1). Из при-веденных диаграмм можно видеть, что: рисунок ориенти-ровки роговой обманки ранней генерации* характеризу-ется жесткой фиксацией оси [001] у шарниров мелких скла-док и рассеянием по большому кругу оси $\perp(100)$, т.е. ори-ентировка сугубо линейная и соответствует типичной b-линейности; ориентировка роговой обманки поздней генерации — практически монокристаллическая с концен-трацией $\perp(100)$ у полюса плоскости полосчатости (и/или сланцеватости по биотиту), т.е. линейно-плоскостная; по мере увеличения доли рекристаллизованной роговой об-манки (поздней генерации) ориентировка ее становится все более упорядоченной, а ориентировка роговой обман-ки ранней генерации теряет исходную четкость. Очевидно также, что процессы рекристаллизации роговой обманки (возрастание доли зерен поздней генерации), биотитиза-ции (а часто и окварцевания) и структурно-вещественной дифференциации (с возникновением все более четкой и тонкой полосчатости) сопряжены друг с другом.

Суммируя данные микроструктурного и петроструктур-ного изучения существенно амфиболовых пород, можно заключить, что: 1) петроструктурная эволюция амфиболо-вых пород «питкьярантской» серии, с одной стороны, и



Рис. 1. «Жила» мелкозернистых биотитсодержащих рассланцован-ных амфиболитов (1) в среднезернистых массивных габбро-амфи-болитах (2), зона южного контакта Кирьявалахтинского выступа цоколя

даек в гранитогнейсах, с другой, не просто сходная, но, по сути, идентичная; 2) первым «шагом» в эволюции и тех и других оказывается симметаморфическая деформация, отве-тственная за переход габбро-амфиболитов в амфиболи-ты с b-линейностью; 3) никаких следов более ранних со-бытий в петроструктуре амфиболовых пород даек нет. Учитывая несомненные признаки (на макро- и микро-уровне) возникновения рассланцованных амфиболитов по амфиболитам (с характерной b-линейностью), а также давно известное сходство состава и возраста амфиболсо-держающих пород ЗК и даек в гранитогнейсах цоколя, можно с достаточной уверенностью рассматривать рассланцо-ванные амфиболиты ЗК (или, что то же — «амфиболовые сланцы питкьярантской серии») как тектонически преоб-разованные амфиболиты даек.

Стоит заметить, что у предшествующих исследователей Северного Приладожья при разграничении «амфиболовых сланцев питкьярантской серии» и амфиболитов даек неред-ко возникали проблемы. Так, часть амфиболсодержащих пород среди гранитогнейсовых выступов некоторые гео-логи относили к питкьярантской серии [2, 13, 18]; при этом чередование «питкьярантских» амфиболитов с гранито-гнейсами основания одни исследователи объясняли час-той перемежаемостью тектонических линз тех и других [11], другие — захватом ксенолитов этих амфиболитов ар-хейскими гранитогнейсами в ходе протерозойской ремо-билизации последних [2, 13]. Ю.А. Морозов отмечал [11], что из-за сходства амфиболитов даек и амфиболовых сланцев питкьярантской серии контакт последней с высту-пами цоколя не всегда можно определить. И такая неуве-ренность вполне понятна, если единственным отличием

*Разделение зерен на генерации проводилось с использованием вспомогательных диаграмм (в координатах: X — угол между осью [001] и макроскопической b-линейностью, Y — угол между осью $\perp(100)$ и полюсом макроскопической полосчатости и/или сланцеватости), на которых все множество зерен в каждом из шлифов распадалось на две неперекрывающиеся совокупности; возрастное соотношение между этими совокупностями (т.е. идентификация их как генераций) определялось по замещению зерен одной совокупности (как правило, более светлоокрашенных) зернами другой совокупности.

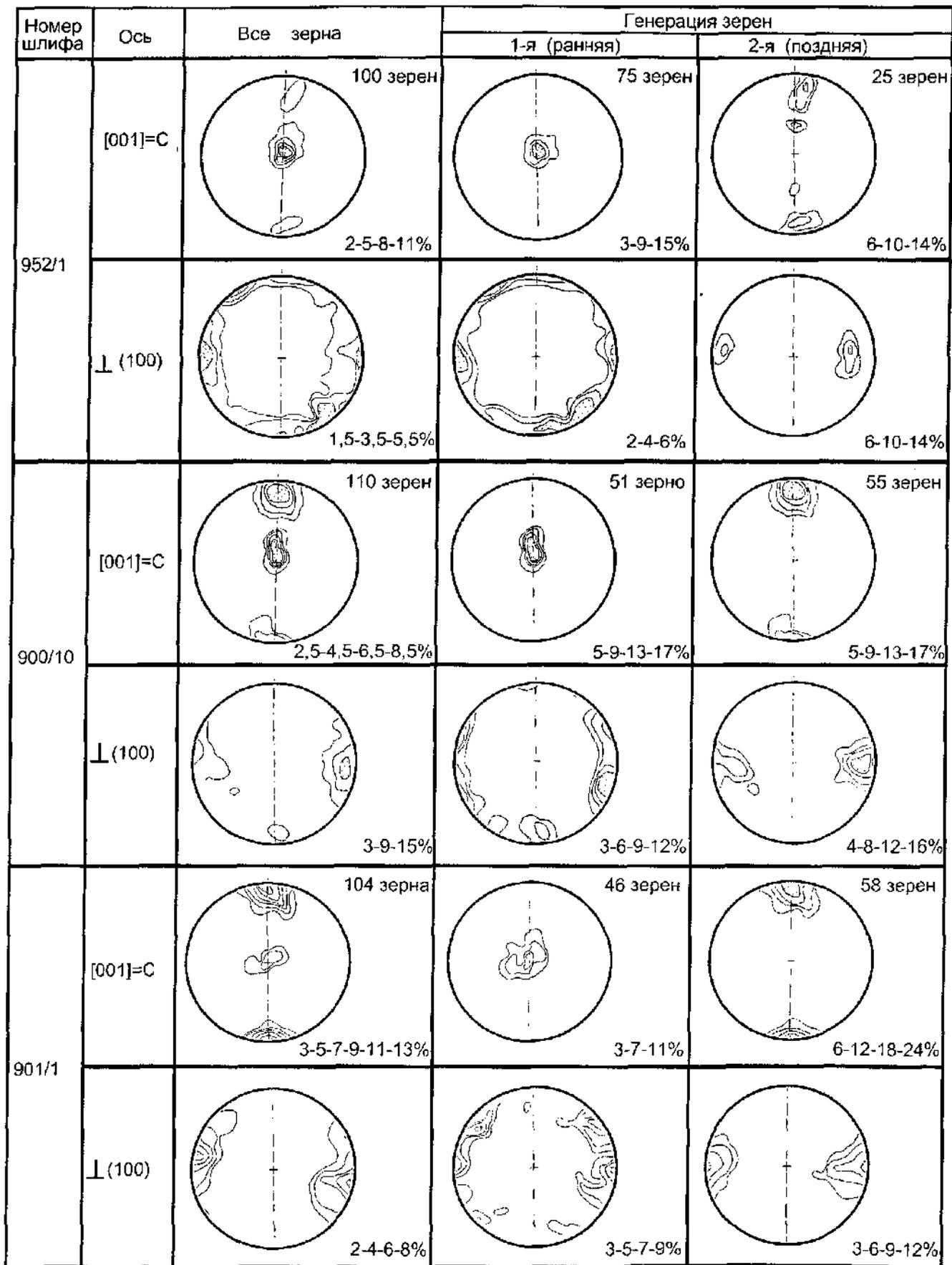


Рис. 2. Микроструктурная ориентировка роговой обманки в амфиболитах:

все диаграммы в плоскости, перпендикулярной плоскости полосчатости, в-длинности и шарнирам мелких складок, проекция на нижнюю полусферу; пунктир — след плоскости полосчатости; обр. 952/1 — массивный амфиболит питкьярантской серии; 900/10 — нечетко сланцеватый биотитсодержащий амфиболит дайки в Импилахтинском гранитогнейсовом «куполе»; 901/1 — рассланцованный биотит- и кварцсодержащий амфиболит питкьярантской серии

амфиболитов даек от существенно амфиболовых пород питкьярантской серии объявляется [16] «более однородное сложение и крупнозернистая структура» первых. Согласно более развернутому определению [11], главными отличиями существенно амфиболовых пород питкьярантской серии от амфиболитов даек служат: значительная мощность; преобладание амфиболовых сланцев над амфиболитами и габбро-амфиболитами (хотя, как отмечено, и среди питкьярантской серии довольно часто встречаются массивные разности с габбровой структурой); обширное проявление Mg-Ca-метасоматоза (в дайках редкое); чередование (местами) с карбонатными породами. Три последние особенности можно без труда «списать» на более интенсивную деформацию и высокую проницаемость для флюидов ЗК, сравнительно с блоками гранитогнейсового цоколя. Что касается мощности, то, во-первых, и среди даек мощность отдельных тел достигает нескольких десятков метров, а, во-вторых, для ЗК («питкьярантской серии») следует учитывать лишь мощность индивидуальных тектонических пластин и линз, сложенных преимущественно амфиболитами, и мощность таких пластин и линз (чередующихся с пластинами с преобладанием гранитогнейсов или с пластинами частой перемежаемости амфиболитов и гранитоидов или с линзами карбонатных пород), видимо, сопоставима с мощностью даек.

Карбонатные породы. Кальцитовые и кальцит-доломитовые мраморы и силикатно-карбонатные породы (кальцифиры), как было сказано выше, преимущественно (но не исключительно) приурочены к ЗК. Эти породы слагают разрозненные маломощные линзы, реже более изометричные «массивы», но отнюдь не выдержанные «горизонты» на определенных стратиграфических уровнях.

Тела карбонатных пород района обладают полным набором признаков, которые, как это было показано нами ранее [7, 9], характерны для аллохтонных (тектонически перемещенных, отжатых) карбонатных тел в сложнослоистых комплексах.

1. Тела карбонатных и силикатно-карбонатных пород ЗК залегают главным образом среди наиболее деформированных амфиболитов: рассланцованных, разлинзованных и катаклазированных разностей (ЗК Импилахтинского выступа) или апоамфиболитовых милонитов и рассланцованных биотитсодержащих амфиболитов (восточное тело месторождения мрамора Рускеала); аналогичная закономерность локализации карбонатных пород отмечалась и предшествующими исследователями [18].

2. Отдельные более крупные «массивы» карбонатных пород в ЗК представляют собой фактически мегабудины, чья локализация и форма определяются крупными крутошарнирными складками. При этом отмечается приуроченность этих массивов к призмковым участкам таких складок (западное тело мраморов на месторождении Рускеала [4]) — закономерность, установленная для аллохтонных карбонатных штоков в сложнослоистых докембрийских комплексах самых различных регионов (Центрального Алдана, Побужья, Адирондака, Средней Швеции, Китая и др. [7, 9]). Длинная ось таких карбонатных массивов-мегабудин (например, массива «Мраморная гора» [4]) обычно ориентирована параллельно шарнирам упомянутых складок.

3. Другая, также весьма типичная для аллохтонных карбонатных пород форма залегания карбонатных пород ЗК — зоны частого чередования апокарбонатных и апосиликатных тектонитов и тектонометасоматитов, мощность которых изменяется от нескольких дециметров до 100 м и более (восточный фланг месторождения Рускеала, рис. 3). Характерная особенность таких зон (и в Приладожье, и в иных регионах) — интенсивный метасоматоз (формирование скарнов и скарноидов) при взаимодействии тонкозернистого (катаклазированного) карбонатного и силикатно-

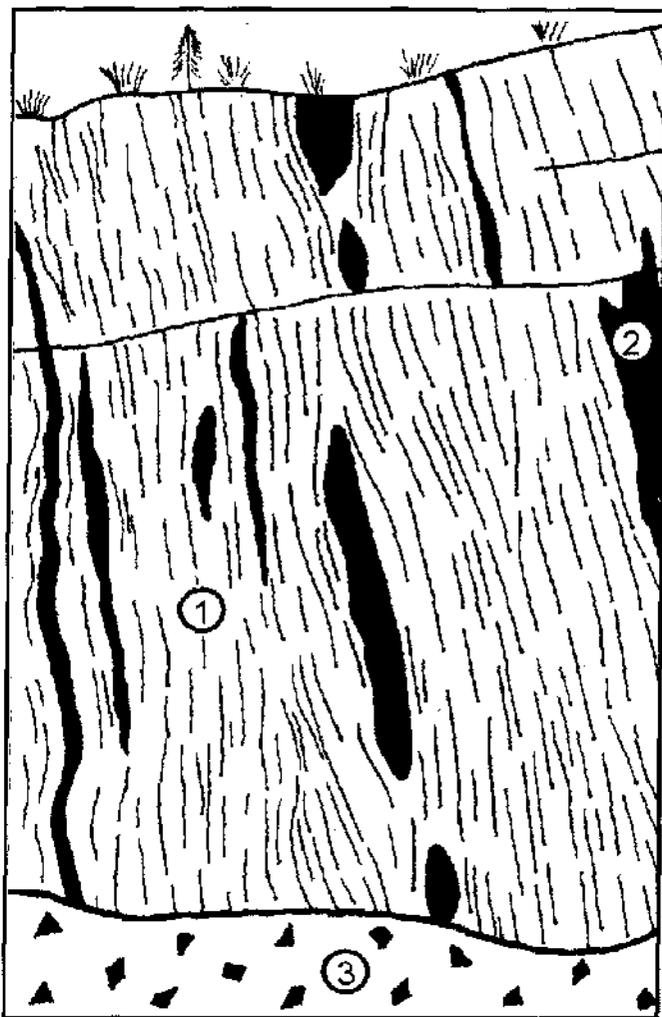


Рис. 3. Зона тонкополосчатых тектонометасоматитов в биотитсодержащих рассланцованных амфиболитах:

1 — частое чередование кальцитовых мраморов, силикатных и карбонатно-силикатных скарноидов (из клинопироксена, паргасита, биотита, флогопита, сфена и кальцита в различных соотношениях) по предварительно милонитизированным плагиогнейсам и доломит-кальцитовым мраморам; 2 — будины и линзы несильно скарнированных некатаклазированных роговообманковых и биотит-роговообманковых гнейсов и плагиогнейсов; 3 — осыпь (восточный карьер месторождения мрамора Рускеала, высота уступа 10—12 м)

го материала; часто при этом наблюдается дедоломитизация, а иногда вообще снижение доли карбонатного материала, вплоть до нуля, с возникновением тектонометасоматитов — микситов из клинопироксена, скаполита, сфена, плагиоклаза, эпидота, волластонита, кварца, слюды [8].

4. Слоистость в карбонатных и силикатно-карбонатных породах не отмечалась, но тектоногенная полосчатая, линзовидно-полосчатая и складчатая структуры фиксируются повсеместно; весьма типична для этих пород мелко-складчато-слайдовая структура (рис. 4, а). При этом иногда видны складки разных генераций: наиболее распространены в карбонатных породах крутошарнирные складки (того же парагенеза, что и крупная складка, контролирующая положение западного тела Рускеала), реже можно встретить более ранние пологошарнирные складки (в том же Рускеальском теле, а также [4] в районе оз. Хелмиярви).

5. Иногда карбонатные породы слагают живообразные «ветки» («клинья») в гранитогнейсах и массивных габбро-амфиболитах [4, 18].

6. Практически повсеместно карбонатные породы содержат будины (блоки, отторженцы) вмещающих амфибо-

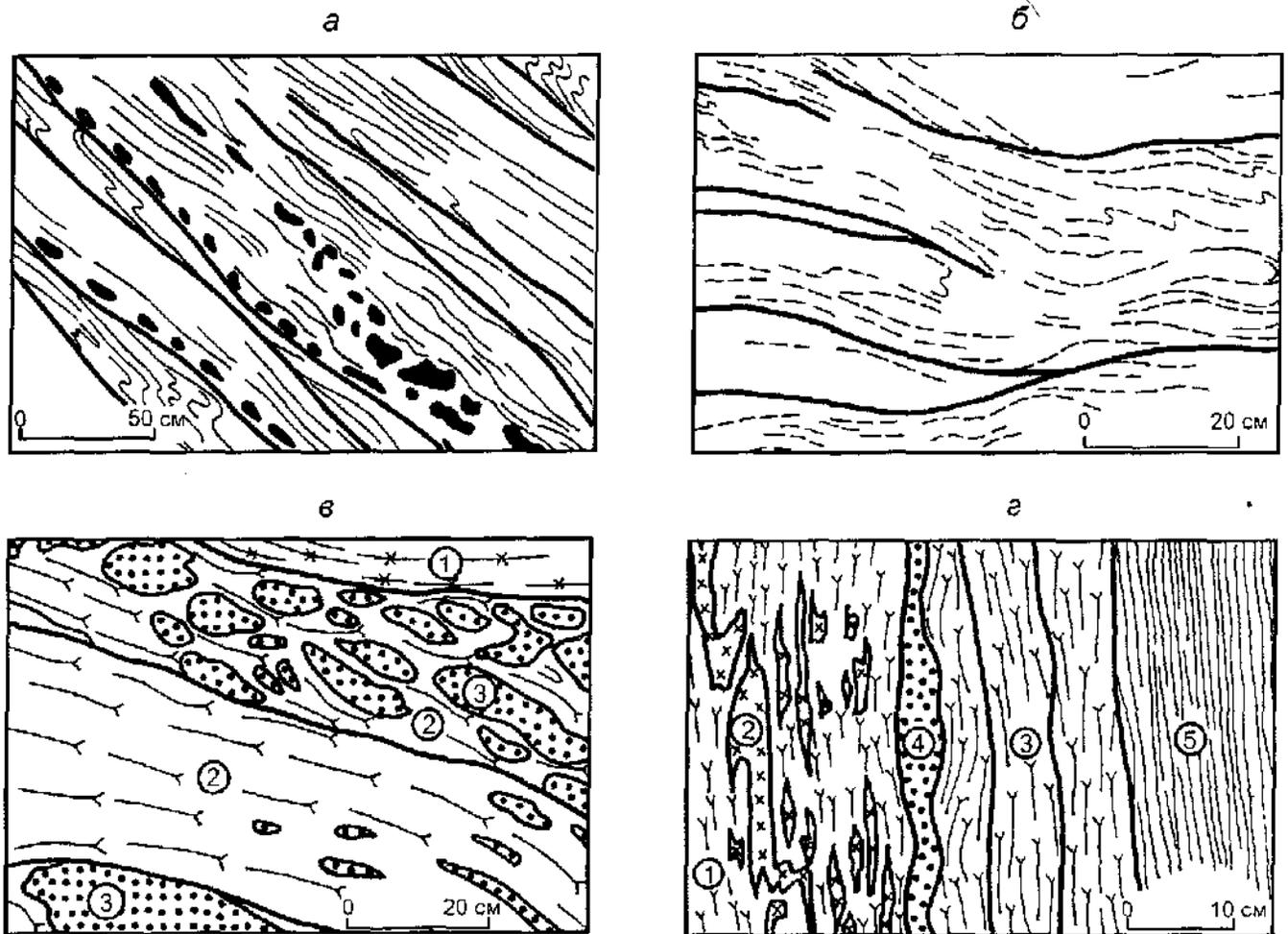


Рис. 4. Структурно-текстурные особенности пород зон контакта:

a — мелкоскладчато-слайдовая структура мраморов (жирные линии — наиболее крупные слайды, черточ — скарнированные плагиоклазы будин), западный карьер месторождения мрамора Рускеала; *б* — «просвечивающая» (паллимоестовая) мелкоскладчато-слайдовая структура «вторичных кварцитов» (окварцованных мylonитов и ультрамylonитов по гранитоидам и амфиболитам) в зоне контакта Импилахтинского выступа цоколя (жирные линии — наиболее крупные слайды); *в* — «псевдоконгломераты»: чередование тектонических пластин и линз катаклазированных микроклинсодержащих плагиогранитогайсов (1) и биотитсодержащих расчленованных амфиболитов (2); будины катаклазированных гранитоидов в амфиболитах почти нацело замещены плагиоклаз-клинопироксеновым скарнином (3), зона контакта Импилахтинского выступа цоколя; *г* — неоднородная деформация амфиболитов: слева — пластина мелкоскладчатых некатаклазированных амфиболитов (1) с жилами плагиогранита (2), в центре — пластина несильно катаклазированных амфиболитов (3) с мелкоскладчато-слайдовой структурой (жирные линии — наиболее крупные слайды) и жилами катаклазированного и скарнированного плагиогранита (4), справа — пластина сильно катаклазированных амфиболитов (5) с очень тонкой катакlastической пласчатостью («псевдослоистость»), зона контакта Импилахтинского выступа цоколя

литов, гнейсов, гранитоидов вплоть до возникновения зон агматитов с карбонатным матриксом [4]. Такие будины обычно сильно, а часто нацело скарнированы.

7. Характерный признак ашлономитизации карбонатных пород — синдеформационная дедоломитизация: в процессе пластического течения двукарбонатных мраморов с захваченными включениями вмещающих силикатных пород. Нередко, особенно на участках наиболее интенсивной деформации, в зонах наибольшего «загрязнения» мраморов силикатным материалом включений взаимодействие карбонатного и силикатного материала приводит к образованию существенно кальцитовых пород с магнизиальными силикатами [12]. Так, на западе месторождения Рускеала крупный «штук» мраморов в значительной мере сложен доломитовыми разностями, в то время как на востоке того же месторождения в зоне очень частого чередования силикатных и карбонатных тектонометасоматитов абсолютно преобладают кальцитовые разности карбонатных пород. Прямую зависимость содержания в мраморах кальцита и тремолита отмечал В.И.Кицул, из чего он сделал вывод о возникновении части кальцита в мраморах в результате

дедоломитизации [4], причем, судя по четкой микроструктурной ориентировке тремолита, эта дедоломитизация была именно синдеформационной.

В целом особенности локализации и структуры карбонатных и силикатно-карбонатных пород ясно свидетельствуют о тектоническом контроле их размещения и синдеформационном пластическом течении как механизме становления их тел, что для сложнорасчленованных комплексов скорее правило, нежели исключение [9].

Без сомнения, ремобилизация карбонатных пород проходила многократно, и имеется достаточно оснований для корреляции отдельных стадий ремобилизации и пластического течения карбонатных пород со стадиями тектонического преобразования амфиболитов. Так, стадии формирования амфиболитов с проникающей б-линейностью соответствует та из стадий течения карбонатных пород, на которой возникают будинообразные массивы в призмочных частях крутошарнирных складок и происходит синдеформационная дедоломитизация с появлением ассоциации кальцит+тремолит вместо доломита, причем микроструктурная ориентировка возникающего тремолита (судя

по материалам В.И. Кицула [4]) относится к типу *b*-линейности (ориентировка [001] параллельно шарнирам складок при рассеянии полюсов спайности по большому кругу).

Кварциты. Как и карбонатные породы, кварциты, помимо ЗК, встречаются (хотя и гораздо реже, чем в ЗК) и в гранитогнейсовых выступах цоколя, и в ладожской серии. Все изученные нами кварциты (в ЗК Импилахтинского и Кирьявалахтинского выступов) имеют метасоматический генезис. Геологическая позиция тел этих кварцитов почти неизменна: они приурочены к контактам сильно катаклазированных (до бластокатаклизитов, а чаще милонитов) амфиболитов и гранитоидов (гранитогнейсов, плагиогнейсов), причем в основном окварцеванию подвергаются апогранитоидные тектониты. Мощность зон окварцевания достигает первых десятков метров, к флангам этих зон окварцевание (точно так же, как и предвещающий его катаклиз) затухает «постепенно, но дискретно» путем появления все более мощных пластин и линз слабо окварцованных или вообще неокварцованных (и некатаклизированных) гранитогнейсов при одновременном уменьшении количества и мощности пластин и линз окварцованных тектонитов. Сходная картина локализации тел вторичных кварцитов по контактам сильно катаклизированных амфиболитов и гранитоидов описана Ю.А. Морозовым [11], а еще ранее Н.Г. Судовиков указывал, что «кварцитовые сланцы» представляют собой типичные бластомилониты [18]. «Просвечивающая» структура вторичных кварцитов ЗК, по сути, структура катаклизированных пород субстрата (гранитоидов и амфиболитов) — весьма типичная для большей части пород ЗК линзовидно-полосчатой, мелко-складчато-слайдовой (см. рис. 4, б).

Другие «седиментогенные» породы зон контакта. В некоторых работах [13, 15 и др.] метаморфизованные кластогенные породы (конгломераты, песчаники, шлевериты и пр.) в разрезе питкьярантской серии (главным образом в составе «базальных горизонтов») упоминаются многократно, хотя описание и доказательства идентификации их как парапород отсутствуют. В ЗК Импилахтинского выступа, для которой авторами этих работ приводятся многочисленные «разрезы питкьярантской серии» с кластогенными породами, среди катаклизированных и метасоматически измененных амфиболитов и гранитоидов часто встречаются разности, внешне напоминающие псефиты и псаммиты: бластокатаклизиты по гранитогнейсам, на выветрелой поверхности имеющие облик средне-крупнозернистых песчаников, катаклизированные, будинированные (и, добавок, нередко сильно скарнированные) гранитоиды и амфиболиты, отдаленно напоминающие по текстуре конгломераты (см. рис. 4, в). Следует отметить, что ранее [11] уже указывалось, что за обломочные породы «базальных горизонтов» ошибочно принимались окварцованные бластомилониты. Заметим, кстати, что некоторые разности апоамфиболитовых тектонитов ЗК визуальное можно принять и за туфогенные породы (катаклизированные амфиболиты с тонкой милонитовой полосчатостью, см. рис. 4, г), и за лавы с подушечной отдельностью (более массивные разности амфиболитов и габбро-амфиболитов, рассеченные сетью маломощных зон окварцевания).

В некоторых работах, например [15], применительно к амфиболитовым породам ЗК («питкьярантской серии») широко применяется номенклатура эффузивов, хотя другие исследователи [1, 14] вслед за К.О. Кратцем [5] указывают на единственный в Северном Приладожье участок (район Рускеалы—Рюттюярви) распространения эффузивных и экструзивных пород (метабазальтоидов, метаморфизованных туфов) питкьярантской серии. Однако нами ни на этом, ни на других участках не было встречено в амфиболитовых породах структур или текстур бесспорно эффузивного происхождения.

Структура зон контакта. На природу контактов выступов гранитогнейсового цоколя в литературе имеются диаметрально противоположные точки зрения. Одни исследователи [16] считают, что в Северном Приладожье на цоколе везде с нормальным стратиграфическим контактом залегают образования питкьярантской серии; напротив, К.О. Кратц утверждает [5], что за исключением одного случая (на западе Кирьявалахтинского выступа) эти контакты повсеместно тектонические. Некоторые геологи допускают существование контактов обоих типов [2, 14 и др.], причем Л.В. Григорьева и Н.Ф. Шинкарев (для куполов питкьярантской группы) указывают, что тектонические зоны по контактам выступов цоколя представляют собой только фрагменты региональных разломов [2].

На тектоническую природу контактов выступов цоколя, по данным предшествующих исследователей [11, 14, 18, 20 и др.], указывают: несогласное (к контактам) положение полосчатости в окружающих эти выступы породах и, как следствие, выклинивание у контактов как отдельных горизонтов питкьярантской серии, так и всей питкьярантской серии, сильный катаклиз (милонитизация) у контактов как в гранитогнейсах, так и во «вмещающих» их породах; мощное проявление у контактов метасоматических процессов: окварцевания, карбонатизации, скарнирования и пр.

На наш взгляд, ЗК представляют собой зоны весьма интенсивной, но неоднородной деформации: тектонического расчленивания, разлинзования, рассланцевания, будинажа, пластического течения, катаклаза с последующей (в меньшей степени синхронной, т.е. синдеформационной) метасоматической переработкой тектонитов этих зон. Неоднородность деформации в ЗК, — пожалуй, наиболее бросающаяся в глаза особенность строения этих зон проявляется на всех уровнях: от масштаба тектонических пластин мощностью десятки (а иногда и первые сотни) метров до масштаба шлифа. Неоднородность фиксируется как по интенсивности деформации (и отдельных стадий, и суммарной), так и по типу ее: преобладание или исключительное проявление в отдельных структурных доменах (тектонических пластинах, линзах, блоках) расланцевания или мелкой складчатости, или будинажа, или катаклаза и т.д. По-видимому, в значительной степени неоднородность проявления деформации была predeterminedена композиционной гетерогенностью ЗК, включающих, как было отмечено, породы разного состава, с разными реологическими свойствами: амфиболиты, гранитогнейсы, мраморы, флишеидные осадки ладожской серии.

Как структурные домены первого порядка в рамках ЗК можно рассматривать тектонические пластины мощностью десятки (редко первые сотни) метров, отличающиеся, в первую очередь, степенью «линсаризации» своей внутренней структуры: а) преимущественно пластинчатой или тонколинзовидной; б) толстолинзовидной или блоково-линзовидной; в) преимущественно блоковой (до агматитовой). Первый тип строения более обычен для тектонических пластин, сложенных в основном породами одного состава — амфиболитами либо гранитоидами, второй и третий типы — для пластин, включающих породы разного состава.

Примером строения пластины, сложенной преимущественно амфиболитами, может служить участок в заливе Импилахтинского полуострова. Здесь такая пластина включает пластины более высокого порядка, разграниченные субсогласными полосчатостями разломами — слайдами и отличающиеся разной интенсивностью расланцевания и катаклаза (см. рис. 4, г), приводящих в пределе (правая часть рисунка) к возникновению весьма «линсаризованной» тонкополосчатой структуры апоамфиболитовых тектонитов. Внутреннее строение другой, относительно однородной по составу (сложенной преимущественно гранито-

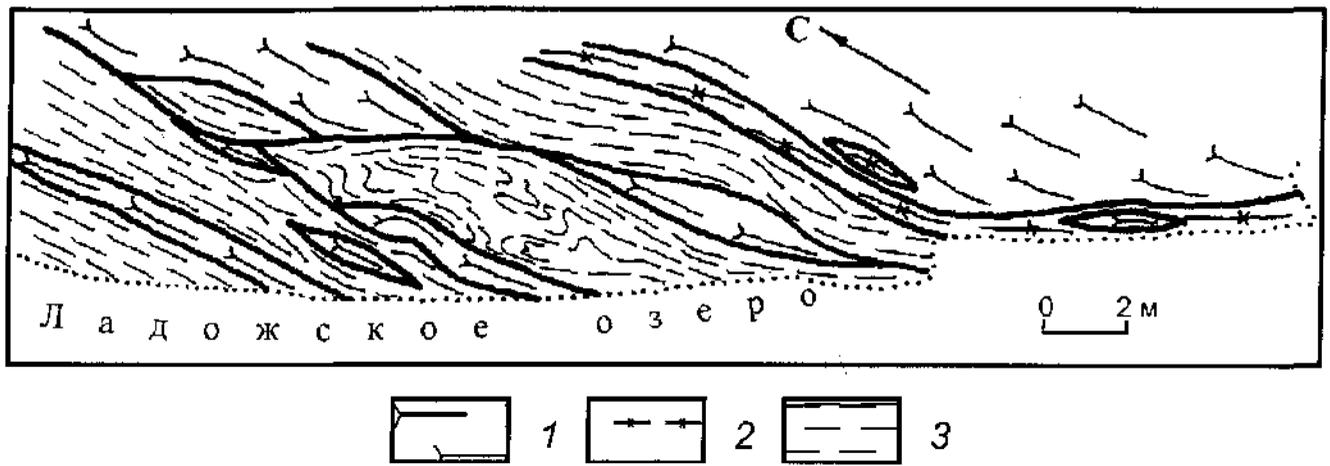


Рис. 5. Фрагмент зоны западного контакта Импилахтинского выступа доколя (план):

1 — нечетко полосчатые несильно катаклазированные амфиболиты; 2 — катаклазированные плагиогранитоиды; 3 — частое чередование катаклазированных плагиогранитоидов и биотитсодержащих рассланцованных амфиболитов

ндами) тектонической пластины (участок на восточном берегу Импилахтинского залива) определяется чередованием довольно выдержанных по мощности (первые метры) пластин более высокого порядка, отличающихся главным образом степенью катакластической переработки гранитоидов. Несмотря на высокую в целом степень деформации, в пределах тектонических пластин могут уцелеть блоки весьма слабо переработанных пород, вплоть до сохраняющих исходные структурно-текстурные признаки габбро-амфиболитов (ЗК к югу и северо-востоку от Кирьявалахтинского выступа).

Очень сложной внутренней структурой обладают тектонические пластины, включающие амфиболиты и гранитоиды примерно в соизмеримых количествах. Структура таких пластин (рис. 5) характеризуется сложной мозаикой линз, блоков и пластин высокого порядка, резко отличных по строению. При этом, как правило, амфиболиты ведут себя как более пластичные при деформации породы, нежели гранитоиды: при будинаже и разлинзовании блоки и будины катаклазированных гранитоидов обычно цементируются матрицей рассланцованных, нередко мелко-складчатых или пloyчатых амфиболитов или апоамфиболитовых тектонитов.

Структура крупных тектонических пластин со значительной долей карбонатных пород отличается высокой степенью «линеаризации» и при частой перемежаемости карбонатных и силикатных (амфиболитов, плагиогнейсов, гранитоидов) пород имеет облик зон весьма пестрых по составу тонкополосчатых тектонометасоматитов (милонитов и ультрамилонитов, апомилонитовых скарноидов, окварцованных и карбонатизированных тектонитов) с линзами мраморов и кальцифиров, с будинами менее катаклазированных гнейсов и амфиболитов (см. рис. 3).

Последовательность деформаций в зонах контакта. В схематическом виде последовательность деформаций в зонах контакта может быть представлена следующим образом.

1. К самым ранним деформационным структурам в породах ЗК, видимо, относятся очень редко встречающиеся фрагменты мелких складок с субгоризонтальными шарнирами, зафиксированные нами в мраморах Рускеалы (также [4]). Эти складки сминаются более поздними регионально распространенными крутошарнирными складками. Деформационная обстановка образования этих ранних складок не ясна.

2. Стадия «главной» (по крайней мере, наиболее четко в настоящее время проявленной) складчатости: широко распространенные складки разного масштаба (порядка) с непостоянной ориентировкой осевых поверхностей, но

исключительно выдержанной ориентировкой шарниров. Последние повсеместно погружаются в южных румбах в плоскости полосчатости вне зависимости от ориентировки последней; при субширотном северо-западном простирании полосчатости (т.е. близком региональной ориентировке структур Саво-Ладожской зоны) шарниры этих складок, равно как и синхронная β -линейность, ориентированы по падению полосчатости.

В значительной степени структура ЗК оформилась на данной стадии, о чем свидетельствуют: крутошарнирные складки в амфиболитовой матрице, цементирующем будины и отторженцы гранитоидов, крутошарнирные складки в карбонатных породах и будинообразная форма (с длинной осью, параллельной шарнирам этих складок) некоторых тел мраморов, широко распространенная β -линейность по амфиболам в породах ЗК. К этой стадии относится преобразование габбро-амфиболитов в амфиболиты и синдеформационная дедоломитизация мраморов. Деформация на данной стадии, по-видимому, не отличалась высоким градиентом и проявлена достаточно равномерно по всей территории района. Для некоторых участков ЗК можно утверждать, что деформация этой стадии была преимущественно сдвиговой. Так, в ЗК по западной границе Импилахтинского выступа рисунок крутошарнирных складок и системы сопряженных сколов указывают на левый сдвиг по субмеридианальным разломам.

3. Стадия деформации, ответственной за расланцевание амфиболитов в ЗК и перекристаллизацию роговой обманки с возникновением менее четкой, нежели линзность предыдущей стадии, линейности (субгоризонтальной — для ЗК Импилахтинского выступа). К этой стадии можно отнести и начало катаклаза (возникновение блас-токатаклазитов по гранитоидам, филлонитов по амфиболитам). Деформация данной стадии — высокоградиентная, локализованная преимущественно в ЗК, а в их пределах — проявленная с резко различной интенсивностью в отдельных структурных доменах-пластинах.

4. Стадия милонитизации — еще более локальной и более высокоградиентной, чем деформация предыдущей стадии.

5. Стадия постдеформационного (по преимуществу) метасоматоза: образование Са-Fe-Mg-метасоматитов, разнообразных скарнов и скарноидов, продуктов кислотного выщелачивания и вторичных кварцитов.

Особенности деформационной истории ЗК, по всей видимости, — сохранение примерно однотипных PT -условий деформации первых трех стадий и увеличение градиента (неоднородности) деформации от стадии к стадии.

«стягивание» деформации со временем ко все более локальным зонам. Кроме того, создается впечатление «непрерывности» деформации, постепенных переходов от стадии к стадии.

Облик ЗК определяется следующими особенностями: 1) очень сложной линзовидно-полосчатой структурой, ведущий элемент которой — вязкие разрывы (слайды) разного порядка; 2) заметным (и крайне неоднородным по типу и по интенсивности [3, 20]) метасоматозом; 3) мощным (и, опять таки, весьма неоднородным) катаклизмом; 4) отсутствием в породах ЗК каких-либо несомненных седиментогенных текстур и структур (и, прежде всего, слоистости); 5) наличием аллохтонных (перемещенных) линз и штоков карбонатных пород. В последнее время установлена еще одна специфическая черта ЗК: неоднородность метаморфизма, проявленная в чередовании в их пределах пластин пород различных субфаций и даже различных фаций метаморфизма; при этом обнаружена прямая корреляция интенсивности метаморфизма со степенью сколовой деформации [17], которая, как отмечено выше, характеризуется исключительной неоднородностью. Представляется очевидным, что совокупность перечисленных особенностей ЗК исключает возможность составления каких бы то ни было «стратиграфических разрезов» таких зон («питкьярантской серии») или их фрагментов.

Приведенные выше данные позволяют, по нашему мнению, сделать вывод, что ЗК представляют собой зону, пограничную между гранитогнейсовым цоколем и чехлом (флишоидами ладожской серии), насыщенную массой интрузий габбро-амфиболитов. Такие же интрузии («дайки») пронизывают гранитогнейсы верхней части цоколя, и незначительная часть габбро-амфиболитов внедрена в нижнюю часть чехла (ладожской серии). Другими словами, ЗК — гетерогенная зона, включающая: самую верхнюю часть гранитогнейсов цоколя вместе с прорывающими их телами габбро-амфиболитов; габбро-амфиболиты, приуроченные непосредственно к поверхности контакта цоколь—чехол; самую нижнюю часть толщи флишоидов чехла вместе с прорывающими их телами габбро-амфиболитов.

Тела габбро-амфиболитов имели, по-видимому, изначально близкую пластинчатой форму. Ю.А. Морозов в отношении даек амфиболитов в гранитогнейсах цоколя указывал [11], что эти интрузии должны были исходно быть ориентированными под углом не более 45° к горизонту (иначе не смогли бы возникнуть складки, сминающие эти интрузии). Присоединяясь к этому мнению, только заметим, что, как нам кажется: 1) этот угол был гораздо меньше 45° и пластообразные тела габбро-амфиболитов изначально были ориентированы субпараллельно поверхности стратиграфического контакта цоколя и чехла, т.е. субгоризонтально; точно так же были ориентированы тела габбро-амфиболитов и непосредственно в зоне контакта цоколя и чехла и в нижней части чехла. Таким образом, субгоризонтально ориентированные пластинчатые тела габбро-амфиболитов — «горизонтальные дайки» (термин К.Хаварда) — по отношению к гранитогнейсам с их древней складчатой структурой, «межформационными интрузиями» — непосредственно в зоне контакта цоколь—чехол и «силлами» — по отношению к флишоидам ладожской серии. С внедрением интрузий габбро-амфиболитов, соответственно, и возникают (в близких современным очертаниях) ЗК, важнейшей особенностью которых с этого момента стала резкая гетерогенность строения.

Становление интрузий габбро-амфиболитов, по нашему мнению, следует датировать временем, предшествующим и зональному региональному метаморфизму, и наиболее ранним эпизодом деформации (свекокарельской) ладожских пород, что в целом не противоречит существующим взглядам на структурно-петрологическую эволюцию свекокарелид. Так, на юго-востоке Финляндии перед свеко-

карельской орогенией выделена фаза становления даек и силлов основного состава в низах чехольного комплекса и в гнейсах основания [22]. К самому первому этапу постладожской деформации относит образование пластовых тел ортоамфиболитов в гранитогнейсах цоколя Северного Приладожья и М.А.Черноморский [21]. Сходные с амфиболитами ЗК Приладожья метабазиты Южной и Юго-Восточной Финляндии в основном датируются периодом 2,2—2 млрд. лет; упомянутые дайки и силлы в низах чехла и в гнейсовом основании древнее 2,1 млрд. лет [22], толеитовые дайки в ятулии 2,1—2,12 млрд. лет [29], дайки метадиабазов в цоколе 2,15 млрд. лет [28], габбро-диабазы ятулии 2,25—2,05 млрд. лет [19, 27]. Очевидно, что время накопления флишоидов ладожской серии (учитывая, что минимальный возраст обломочного циркона в породах ладожской серии и ее аналогов составляет 2,47—2,2 млрд. лет [19, 30]) в этом случае следует относить, как это и предполагала ранее В.П. Мартынова [10], примерно к интервалу 2,4—2,2 млрд. лет.

Пластинчатые интрузии в зонах контакта цоколя и чехла других регионов. Концентрация пластинчатых интрузий в зоне контакта кристаллического цоколя и чехла отнюдь не уникальная черта Северного Приладожья. Сходная картина возникает в областях тектоно-магматической активизации платформ в результате внедрения субгоризонтальных пластинчатых интрузий (обычно основного или щелочного состава) в зону контакта докембрийского цоколя и неметаморфизованных или метаморфизованных отложений (как докембрийских, так и фанерозойских) чехла.

На юго-западе США, по данным К.Хаварда [25], зона контакта ранне-среднепротерозойского гранитогнейсового фундамента со среднепротерозойскими обломочными и карбонатными породами насыщена огромным количеством изначально субгоризонтальных пластовых интрузий диабазов среднего протерозоя (интрузии в породах чехла автор именует силлами, а интрузии в фундаменте «горизонтальными дайками» или «пластинчатыми интрузиями» sheets). Палеоглубины внедрения этих интрузий автор оценивает от нуля (предположительно в чехольном комплексе присутствуют и экстрезивные комагматы диабазов) до, как минимум, 13 км. Однако максимальная концентрация интрузий, равно как и максимальная мощность индивидуальных пластин (до 350 м) отмечена на глубине 3 км от подошвы чехла; глубже мощность «горизонтальных даек» в фундаменте обычно уменьшается от первых метров до нескольких десятков метров (рис. 6, а). В фундаменте субгоризонтальные дайки тяготеют к массивным гранитам и в гораздо меньшем количестве встречаются в гнейсах, где секут крутопадающую расслоенность последних. Установлено, что внедрение диабазов проходило еще до литификации, тем более до метаморфизма (зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций [23]) среднепротерозойских осадков. Становление силлов и горизонтальных даек проходило, по мнению автора, при вертикальной ориентировке оси растяжения в обстановке регионального горизонтального сжатия — «как при надвиговых деформациях», хотя, заметим, следов последних здесь не зафиксировано.

Другой пример распространения пластинчатых интрузий основного состава в зоне контакта цоколя и чехла — Земля Виктории в Антарктиде [24]. Здесь субгоризонтальные силлы юрских кварцевых диабазов закартированы в низах толщи практически недеформированных и неметаморфизованных верхнепалеозойских песчаников, по границе песчаников с докембрийско-раннепалеозойским кристаллическим фундаментом, а также в породах фундамента близ кровли последнего (на глубине 500—1200 м вниз от подошвы чехла). Мощность отдельных силлов достигает 450 м (см. рис. 6, б). Примечательно, что силлы в фундаменте здесь, как и на юго-западе США, тяготеют к

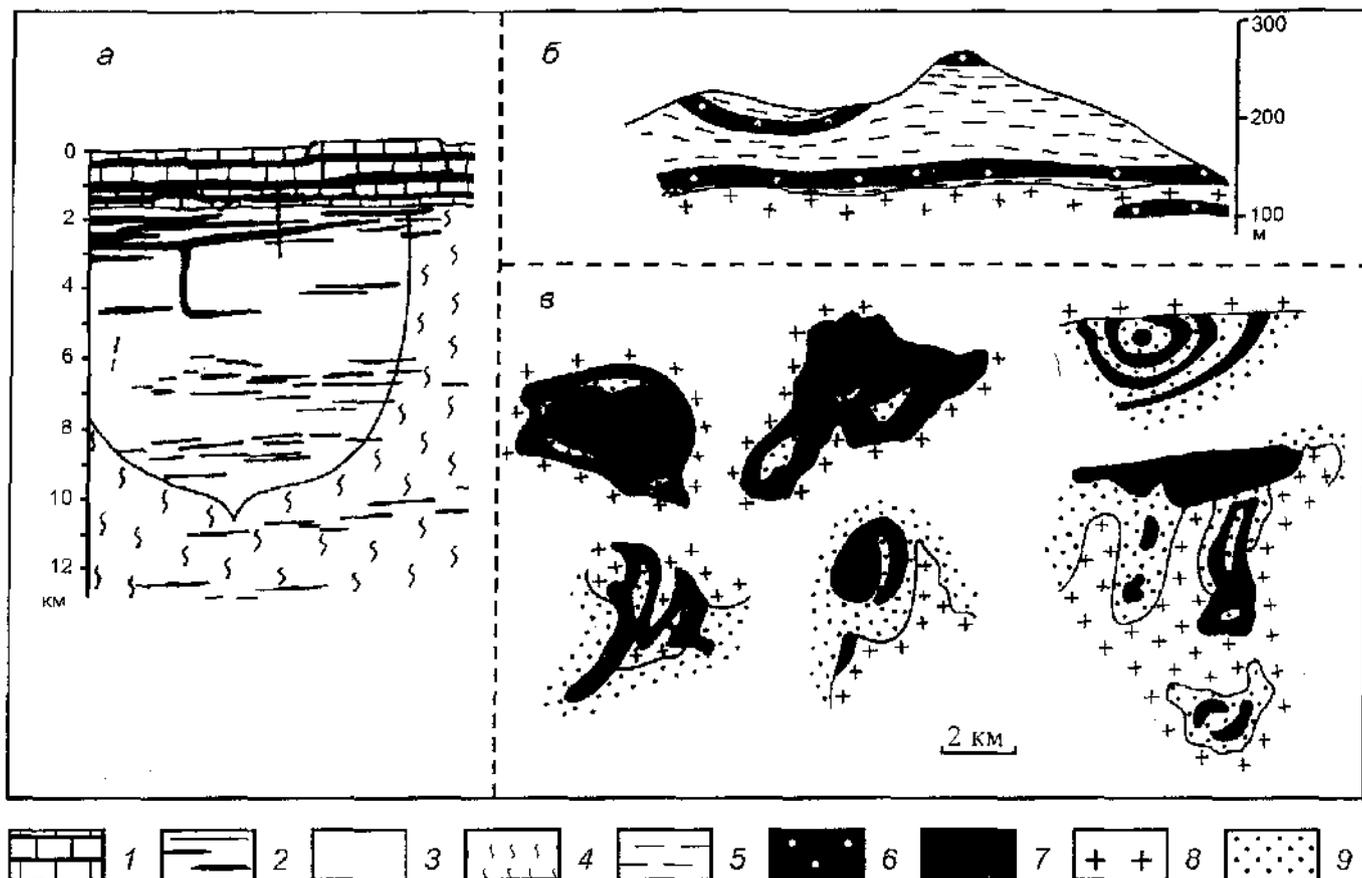


Рис. 6. Субгоризонтальные пластинчатые интрузии (sheets) в зонах контакта фундамента и чехла:

а — схематический разрез, иллюстрирующий позицию среднепротерозойских интрузий диабазов на юго-востоке США, по работе [25]; *б* — интрузии юрских кварцевых диабазов в зоне контакта докембрийско-раннепалеозойского кристаллического фундамента и верхнепалеозойских песчаников чехла, Земля Виктории, Антарктида, по работе [24]; *в* — интрузии мезозойских сиенитов в зоне контакта докембрийского кристаллического фундамента и верхнепротерозойских осадочных пород чехла, Алданский шит, верховья р.Албастах (с геологической карты А.Ф.Петрова, 1964); 1 — осадочные породы среднепротерозойского чехла; 2 — диабазы; 3 — граниты; 4 — гнейсы; 5 — верхнепалеозойские песчаники; 6 — кварцевые диабазы; 7 — сиениты; 8 — кристаллический фундамент; 9 — платформенный чехол

массивным гранитам и редки в метаморфитах с крутопадающей слоистостью.

Наконец, остановимся на ситуации в зоне контакта докембрийского цоколя и верхнепротерозойско-нижнепалеозойского чехла на севере Алданского шита, где породы чехла, как и в предыдущем примере Земли Виктории, практически не метаморфизованы и не дислоцированы. Здесь на окраине Сибирской платформы ярко проявлена мезозойская активизация, в частности, в виде становления комплекса щелочных интрузий, известных под собирательным названием «сиениты». Эти интрузии преимущественно пластинчатой формы сконцентрированы в значительной степени в зоне контакта цоколя и чехла (см. рис. 6, *в*). Большое количество этих интрузий (мощность которых изменяется в широких пределах — от первых десятков сантиметров до многих десятков метров) в виде силлов залегает в нижней части чехла, довольно много таких же тел сечет метаморфиты верхов докембрийского цоколя, а многие тела сиенитов приурочены почти точно к поверхности контакта цоколя и чехла.

Особый интерес представляет природа тектонических зон, служащих «вместилищем» сиенитов в докембрийских метаморфитах Алданского шита. Буровыми скважинами в цоколе были вскрыты единичные — без сиенитов или залеченные сиенитами только на часть мощности — зоны. Сложены эти зоны сильно дезинтегрированными (обычно до состояния какиритов или тектонического песка) породами, мощность зон исчисляется десятками метров, ори-

ентированы они субгоризонтально и почти под прямым углом секут субвертикальные пластины докембрийских пород (рис. 7). Самое любопытное, что по данным буровых и геофизических работ установлено отсутствие какого-либо смещения блоков по этим мощным разломным зонам: контрастность разреза докембрийских образований здесь позволяет уверенно проследить отдельные маркирующие пластины над и под этими субгоризонтальными зонами; более того, по составу обломков какиритов и тектонического песка маркирующие пластины (амфиболитов, железистых кварцитов, гранитоидов) нередко можно протрассировать и через сами тектонические зоны [6]. Такие особенности этих тектонических зон не позволяют сопоставить их ни с трещинами отрыва, ни с трещинами скола. Сугубо предположительно возникновение подобных субгоризонтальных разломов можно связать с образованием зон концентрации упругой деформации у отражающей поверхности контакта двух резко отличных по физическим свойствам сред (цоколя и чехла) и последующим «сбросом» деформации, приводящим к дезинтеграции пород *in situ*.

В заключение отметим следующее. Во всех рассмотренных примерах внедрение пластинчатых интрузий в зону контакта кристаллического цоколя и чехла — первое фактически проявление эндогенной деятельности после накопления осадков чехла. Самый ранний метаморфизм (если он, как на юго-западе США и в Приладожье, вообще имел место) и самая ранняя деформация (во всех четырех

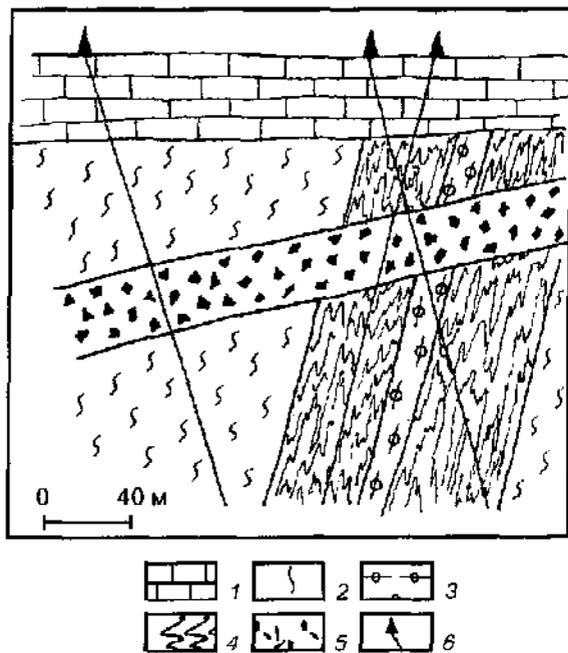


Рис. 7. Пологопадающая тектоническая зона близ кровли докембрийского фундамента; Алдинский шит, бассейн р. Чара, Горкитское железорудное месторождение, разрез по буровому профилю 618.

1 — верхнепротерозойские осадочные породы чехла; 2 — мигматиты и гранитогнейсы; 3 — гранат-пироксеновые кварциты; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — какириты, тектонический песок и шельбень

упомянутых районах) этих осадков одновременно воздействуют и на интрузии, и на породы чехла.

Вряд ли можно сомневаться в том, что субгоризонтальные зоны разломов, контролирующие размещение пластинчатых интрузий и в осадках чехла, и в кристаллическом фундаменте, возникали одновременно в одном поле напряжений. Можно предположить также, что во всех рассмотренных случаях деформационная природа этих субгоризонтальных тектонических зон однотипна. Однако если для механизма внедрения силлов в толщу осадков чехла (с их ярко выраженной плоскостной анизотропией) предложено довольно много объяснений [26], то понять генезис тектонических зон, вмещающих горизонтальные дайки в цоколе, сложнее. Рассматривать эти зоны как мегатрещины отрыва при субгоризонтальном региональном сжатии вряд ли можно, учитывая и обычное отсутствие следов синхронных надвиговых деформаций, и, как в случае Центрального Алдана, нехарактерное для трещин отрыва интенсивнейшее брекчирование пород. Поэтому мы предполагаем, как указано выше, возникновение их в результате «сброса» напряжений в зонах концентрации упругой деформации (возможно, типа «стоячих волн»), отраженной от поверхности раздела цоколь—чехол. Образование этих субгоризонтальных тектонических зон по контакту и близ контакта (и параллельно ему) цоколя и чехла, а также внедрение крупных масс интрузий в эти зоны, видимо, можно рассматривать как первое по времени проявление экранирующего эффекта поверхности раздела этих двух контрастных по свойствам сред.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). — Л.: Наука, 1970.
2. Григорьев Л. В., Шинкарев Н. Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 41—51.

3. Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вольфрама в южной части Балтийского щита (минералогия, петрография, генезис). — Л.: Наука, 1987.
4. Кизил В. И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
5. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
6. Кулаковский А. Л. Пострудные деформации и их роль в формировании структуры Тарынахского железорудного месторождения (зона БАМ): Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. М., 1981.
7. Кулаковский А. Л. Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд. — М.: Недра, 1991.
8. Кулаковский А. Л. Тектоно-метасоматиты в структурных парагенезах интенсивно деформированных толщ // Структурные парагенезы и их ансамбли: Матер. совещ. М., 1997. С. 75—76.
9. Кулаковский А. Л., Перцев Н. Н. Аллохтонные карбонатные породы в докембрии Центрального Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 52—68.
10. Мартынова В. П. О вулканитах сортавальской серии (Северное Приладожье) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 4. С. 944—948.
11. Морозов Ю. А., Гафт Д. Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М., 1985. С. 3—20.
12. Перцев Н. Н., Кулаковский А. Л. Железносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. — М.: Наука, 1988.
13. Предковский А. А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гранито-гнейсов в Северном Приладожье // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966. С. 234—235.
14. Путеводитель геологической экскурсии по Южной Карелии // 6 Всесоюз. петрографическое совещ. Л., 1981.
15. Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свежикарелид Приладожья. — Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992.
16. Сивина С. М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15—23.
17. Смольская А. И., Солин М. Л., Морозов Ю. А. Особенности метаморфизма у контакта фундамент—чехол (эффект границы) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: тез. докт. М., 1998. С. 37—38.
18. Судовикова Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. — М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
19. Тузарина А. И., Бибикова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. — М.: Наука, 1980.
20. Хазов Р. А. Закономерности размещения и генезис вольфрамового оруденения в южной Карелии // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1986. С. 299—307.
21. Черняковский М. А. Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 1. С. 158—161.
22. Bowes D. R., Halden N. M., Koistinen T. J., Park A. F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // Kroner A., Greiling R. (eds.) Precambrian Tectonics Illustrated. Stuttgart, 1984. P. 147—171.
23. Cooper J. R., Silver L. T. Geology and ore deposits of the Dragon quadrangle, Cochise County, Arizona // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1964. № 416.
24. Hamilton W., Hayes P. T., Calvert R. Diabase sheets of the Taylor Glacier region, Victoria Land, Antarctica // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 456-B. 1965.
25. Howard K. A. Intrusion of horizontal dikes: tectonic significance of Middle Proterozoic diabase sheets widespread in the Upper Crust of the Southwestern United States // Journ. Geophys. Research. 1991. Vol. 96. № B7. P. 12461—12478.
26. Leaman D. E. Mechanics of sill emplacement — comments based on the Tasmanian Dolerites // Australian Journ. of Earth Science. 1994. Vol. 42. № 2. P. 151—155.
27. Park A. F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecokareliides at the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. № 10. P. 725—729.
28. Pekkarinen L. J. The Karelian formation and their depositional basement in the Kiihtelysvaara-Vartsila area, East Finland // Bull. Geol. Comm. Finl. 1979. № 301.
29. Pekkarinen L. J., Lukkariinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelysvaara-Tohmajärvi district, eastern Finland // Geol. Surv. Finl. Bull. 1991. № 357.
30. Vaasjoki M., Sukko M. The evolution of the Raate—Ladoga zone in Finland: isotopic constraints // Geol. Surv. Finland. Bull. 1988. № 343. P. 7—32.