



ПРОБЛЕМЫ  
ОСАДОЧНОЙ  
ГЕОЛОГИИ  
ДОКЕМБРИЯ

ПРОБЛЕМЫ  
ОСАДОЧНОЙ  
ГЕОЛОГИИ  
ДОКЕМБРИЯ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР. АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛЬСКОГО ФИЛИАЛА АН СССР  
ЛАБОРАТОРИЯ ЛИТОЛОГИИ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ  
ГИН АН СССР  
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОХИМИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ВИМС

# ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

*Выпуск 3*

ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИИ И ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ  
ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ  
АКАДЕМИКА А. В. СИДОРЕНКО



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1971

Редакционная коллегия:

*А. В. Сидоренко* (главный редактор),  
*Г. И. Горбунов, В. А. Ярмолюк,*  
*В. А. Соколов* (зам. главного редактора),  
*В. И. Робонен, В. А. Теняков,*  
*О. И. Лулева* (ответственный секретарь)

## ОТ РЕДАКТОРА

Третий выпуск сборника «Проблемы осадочной геологии докембрия» является продолжением двух предыдущих выпусков, опубликованных в 1966 и 1967 гг. после проведения всесоюзных совещаний по вопросам литологии и рудоносности докембрийских метаморфических толщ. Проблемы осадочной геологии докембрия в последние годы встали в ряд ведущих проблем геологии. Это связано прежде всего с тем, что большинство главнейших полезных ископаемых концентрируется в докембрийских осадочно-метаморфических толщах. Геологическое картирование и разработка стратиграфических схем докембрийских образований, а также специальные литологические исследования дают все более обильный материал для выяснения характера и особенностей исходного вещества осадочно-метаморфических пород, для суждения о фациальной принадлежности тех или иных докембрийских комплексов. Это позволяет накапливать материал о наличии среди метаморфических толщ докембрия тех или иных групп и типов первоначально осадочных пород и приблизиться к их количественной оценке, подобно тому как это сделано для палеозоя и мезозоя Русской платформы.

К настоящему времени среди докембрийских комплексов установлены почти все типы осадочных пород, встречающиеся среди фанерозойских накоплений. Это многообразные гнейсы и кварциты, возникшие при метаморфизме обломочных пород — конгломератов, гравелитов, разнообразных песчаников (кварцевых, аркозовых, граувакковых) и алевролитов, а также кислых вулканитов и пирокластических образований. Глинистые толщи докембрия представлены различными кристаллическими сланцами и частично гнейсами, среди которых широко распространены высокоглиноземистые сланцы, возникшие за счет богатых глиноземом глин, генетически связанных с древними корами континентального выветривания. Мы имеем примеры широкого развития среди докембрийских толщ карбонатных накоплений — кальцитовых и доломитовых мраморов и кальцифиров.

До сих пор были не совсем ясны метаморфические аналоги смешанных глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых пород. Теперь установлено, что породам этого смешанного ряда среди метаморфических образований отвечают различные амфиболовые, пироксеновые и оливин-пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты (и, возможно, пироксениты). Эти же породы могут по-видимому, соответство-

вать первоначально эффузивно-туфогенным и граувакковым накоплениям. Подобный вопрос решается в каждом конкретном случае на основании анализа геологических, литологических (текстуры, структуры) и геохимических характеристик изучаемого комплекса.

Среди докембрийских метаморфических образований имеются аналоги и других групп и типов осадочных пород. В качестве примера осадочных накоплений железа можно привести богатейшие залежи кремнисто-железистых и карбонатно-железистых толщ архейских и протерозойских комплексов различных регионов земного шара. Аналогами фосфатных отложений являются пластовые тела среди докембрийских толщ, обогащенные апатитом. Количество последнего весьма изменчиво и иногда достигает промышленных значений.

До самого последнего времени считалось, что отложения ангидрита и гипса осадочного происхождения достоверно не установлены в докембрийских толщах. Пока этот вопрос остается еще окончательно не решенным, но есть основания считать, что различные скаполитсодержащие породы являются древнейшими аналогами сульфатных накоплений фанерозоя. То же самое можно сказать и о соленосных осадках в докембрии. В результате процессов метаморфизма они изменены до неузнаваемости и, по всей вероятности, их аналогами могут быть альбититы, связанные с карбонатными породами, или другие богатые щелочами метаморфические породы. Частично соленосные отложения докембрия могли стать источником щелочей, участвующих в отдельных районах в региональных процессах щелочного метасоматоза (часть щелочных гранитов и гранито-гнейсов на Кольском полуострове, возникших путем щелочного метасоматоза кейвских гнейсов и сланцев — первоначально обломочных, туфогенных, глинистых и карбонатно-глинистых пород нижнего протерозоя).

Среди метаморфических комплексов докембрия известны также небольшие накопления боратов, которые процессами метаморфизма превращены в различные кристаллические сланцы с турмалином, людвицитом и другими борсодержащими минералами. Примеры таких накоплений мы имеем в архее Алданского и Анабарского щитов, в протерозойских толщах Кольского полуострова и в других районах.

Медистые накопления осадочного генезиса, связанные с первоначально обломочными породами докембрия, известны в нижнем протерозое Сибири (удоканская серия), в позднем докембрии Замбии, среди докембрийских толщ Южной Швеции и т. д.

В последние годы выявлено широкое распространение в докембрийских комплексах графит- и шунгитсодержащих толщ. Графитсодержащие породы широко развиты как среди протерозойских, так и среди архейских образований различных регионов земного шара. Анализ этого углеродистого вещества показывает, что в нем до настоящего времени сохранились в некоторых количествах тяжелые и ароматические углеводороды, а также сахара и аминокислоты, что однозначно указывает на наличие обильной органической жизни в глубоком докембрии. В настоящее время имеются основания предполагать связь некоторых нефтяных месторождений, залегающих в рифейских и нижнепалеозойских толщах

вблизи фундамента платформ, с жизнедеятельностью древних организмов и накоплением органического вещества в докембрийское время.

Таким образом, все сказанное еще раз подтверждает наше предположение о единстве геологических процессов на протяжении всей геологической истории Земли от древнейшего известного нам докембрия до настоящего времени. Наличие среди докембрийских метаморфических образований всех групп, рядов и типов осадочных пород, которые слагают фанерозойские комплексы, позволяет изучать и восстанавливать фациальные и палеогеографические условия в докембрии, используя методы литологического и палеогеографического исследования с учетом фактора времени, особенностей преобразования вещества и эволюции процессов осадконакопления.

В настоящем сборнике публикуются статьи по литологии, минералогии и геологии докембрийских толщ, по вопросам методического характера, литологии древних осадочных и вулканогенно-осадочных образований, палеогеографическим описаниям. Поскольку литологическим особенностям преимущественно осадочных накоплений докембрия посвящены два предыдущих выпуска, в настоящем выпуске большинство статей посвящено изучению вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов докембрия Карелии и Кольского полуострова. При изучении дометаморфического этапа развития докембрийских толщ по-прежнему наименее исследованными остаются вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения, широко развитые в определенных геоструктурных условиях докембрия (древние геосинклинали, платформенные излияния). Слабая изученность подобных образований сдерживает разработку одной из важнейших проблем докембрия — диагностику пара- и ортопород докембрия, а также затрудняет понимание эволюции вулканизма в едином историко-геологическом развитии Земли от архея до кайнозоя. Это особенно важно в настоящее время в связи с тем, что исследованию осадочно-метаморфических пород и руд фанерозоя уделяется большое внимание. Поэтому в сборнике значительная часть статей посвящена вопросам докембрийского вулканизма, метаморфизованным вулканогенным и осадочно-вулканогенным породам, их составу, описанию текстурных и структурных реликтов вулканизма, особенностей метаморфизма вулканогенных пород. Авторы этих статей описывают эволюцию вулканизма в изученных районах, связь вулканизма с процессами осадконакопления и соотношения этих процессов во времени. Ряд авторов рассматривает связь вулканизма с рудообразованием и диафорическим преобразованием докембрийских пород.

Несомненный интерес представляют затронутые в ряде статей методические вопросы — пересчет химических анализов карбонатных пород, классификация амфиболитов, методы ритмостратиграфии и методы минералогического изучения глубокоизмененных (до гранулитовой фации метаморфизма) первоначально осадочных и вулканогенно-осадочных пород Кольского полуострова, Центрального Приазовья и Сибири.

Статьи сборника представляют как теоретический, так и практический интерес и послужат дальнейшему познанию сложной и многообразной геологической истории докембрия.

К. А. ЖУК-ПОЧЕКУТОВ

## НОВАЯ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ АМФИБОЛИТОВ НА ОСНОВЕ НОРМАТИВНОГО МЕТОДА И МЕТОДА ЧИСЕЛ НИГГЛИ

В течение ряда последних лет группой сотрудников ВИМСа под научным руководством А. В. Сидоренко проводились работы по изучению амфиболитов некоторых древних комплексов Кольского полуострова. Одной из поставленных задач было изучение химических особенностей амфиболитов с целью выявления петрохимических различий паранортоамфиболитов. В связи с этим нами был подобран аналитический материал (оригинальный и главным образом по литературным данным — всего 700 анализов), сопоставление которого показало, что амфиболиты по своему химическому составу представляют довольно обширную группу пород. Это потребовало определенной систематизации накопленного материала. Предлагаемая классификация позволяет сделать некоторые выводы о генезисе амфиболитов. Знакомство с литературой по амфиболитам показало также, что их терминология еще недостаточно разработана.

### О ТЕРМИНОЛОГИИ АМФИБОЛИТОВ

Под амфиболитами в настоящее время понимают метаморфические породы, образовавшиеся в условиях средних и высоких степеней регионального метаморфизма и состоящие преимущественно из роговой обманки и плагиоклаза (Тернер и Ферхуген, 1961; Елисеев, 1963; Хуан, 1965 и др.). В этом смысле термин «амфиболиты» объединяет плагиоклаз-амфиболовые породы эпидот-амфиболитовой, альмандин-амфиболитовой и частично гранулитовой фаций. Однако если специально не оговаривается минеральный состав или фациальная принадлежность пород, то под амфиболитами понимают прежде всего плагиоклаз-роговообманковые породы, образовавшиеся в условиях альмандин-амфиболитовой фации, поскольку ассоциация роговая обманка — плагиоклаз для данной фации является критической.

Несмотря на существование строгого определения для пород этого типа, их терминология до настоящего времени все еще окончательно не разработана. Помимо плагиоклаз-роговообманковых пород под амфиболитами часто понимают и амфиболовые породы, лишенные плагиоклаза, а для самих плагиоклаз-роговообманковых пород нередко применяются и другие названия с целью подчеркнуть различие в их текстурно-структурных особенностях, составе или генезисе. Далеко не все из этих определений можно считать удовлетворительными, так как некоторые из них суживают общее понимание термина «амфиболиты», другие устарели, а третьи не имеют однозначных толкований.

Одной из причин, вызывающих путаницу в терминологии амфиболитов, является то, что между смысловым значением, заключенным в самом слове «амфиболит», и тем понятием, которое в настоящее время в него вложено, существует некоторое несоответствие. Слово «амфиболит» по своему смысловому значению объединяет породы, главным ми-



нералом которых является амфибол, но вложенное в него сейчас содержание охватывает только породы, главными минералами которых являются роговая обманка и плагиоклаз. По-видимому, не случайно в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1911, 1935) объединял под термином «амфиболит» всю совокупность роговообманковых пород метаморфического происхождения и специально оговаривался, что для амфибол-плагиоклазовых пород наиболее правильным общим названием является название полевошпатовый амфиболит. Однако в силу ряда причин, главной из которых, по-видимому, является неизмеримо большая распространенность плагиоклаз-роговообманковых пород по сравнению с метаморфическими амфиболовыми породами другого состава, термин «амфиболит» постепенно укрепился за плагиоклаз-роговообманковыми породами. Поэтому определение Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в настоящее время устарело, поскольку нет необходимости подчеркнуть присутствие в породе главных минералов. Но отсюда вовсе не следует, что амфиболовые породы, лишенные полевого шпата, нельзя называть амфиболитами. Так, например, Н. А. Елисеев (1963, стр. 102) указывает: «Амфиболиты, возникшие за счет ультраосновных пород, обычно отличаются отсутствием плагиоклаза». Т. Барт (Barth, 1959) в предложенной им классификации метаморфических пород мезозоны выделяет группу бесполевошпатовых амфиболитов, подчеркивая, что эти породы представляют типичную амфиболитовую ассоциацию.

Вместе с тем, желая как-то отделить группу бесполевошпатовых амфиболитов от амфиболитов плагиоклаз-роговообманкового состава, для них употребляют и другие названия, такие, как амфиболит, горн-блендит, роговообманковый сланец.

Термин «амфиболит» встречается сравнительно редко. По нашему мнению, он вполне применим к метаморфическим мономинеральным амфиболовым породам. Что касается термина «горнблендит», то он уже закрепился за мономинеральными роговообманковыми породами собственно магматического (возможно, автометаморфического) происхождения, генетически и пространственно связанными с габброидами, и применение его к метаморфическим породам, образовавшимся в результате регионального метаморфизма, нежелательно. Кстати, Р. Т. Каннон (Cannon, 1963), касаясь вопроса терминологии амфиболитов, заметил, что поскольку роговая обманка (hornblende) является основным минералом, характеризующим амфиболиты, то наиболее подходящим названием для них было бы название горнблендит. Однако, не пытаясь изменить или как-то ограничить термин «горнблендиты», автор отмечает, что этот термин перекрывается понятием «амфиболиты».

Мнения о том, что мономинеральные амфиболовые породы следует называть роговообманковыми сланцами, придерживается, в частности, Ю. Ир. Половинкина (1966, 1967), которая указывает, что, несмотря на то, что генетическое родство мономинеральных роговообманковых пород с амфиболитами несомненно и по словообразованию кажется правильным называть их амфиболитами, все же мономинеральные амфиболовые породы называть амфиболитами нельзя — это роговообманковые сланцы. Наряду с этим под роговообманковыми или амфиболовыми сланцами часто описывают метаморфические породы плагиоклаз-роговообманкового или даже роговообманко-плагиоклазового состава (Доильцина, Инина, 1967) и выделяют их из группы амфиболитов или на основании текстурных признаков, в соответствии с петрографическими справочниками и руководствами (Левинсон-Лессинг, Струве, 1963), в которых отождествляются понятия «роговообманковый сланец» и «сланцеватый амфиболит, или на основании генетических признаков, понимая под роговообманковыми сланцами сланцеватые амфиболиты, имеющие предположительно первично-осадочное происхождение (Предовский и др., 1967). Все это, естественно, вносит путаницу в терминологию.

Как известно, термин «роговообманковый или амфиболовый сланец» является собирательным. Он не определяет ни количественно-минералогического состава породы, ни ее первичную природу. Поэтому, как было показано выше, различными исследователями в основу для выделения роговообманковых сланцев берутся различные признаки. Применение этого термина к амфиболитам (плаггиоклаз-роговообманковым породам) также не дает никаких конкретных представлений о породе, наоборот, вводит дополнительные условности, суживает общее понимание термина «амфиболит» и искусственно разбивает эту единую в генетическом и петрографическом отношении группу пород. Применение его к мономинеральным роговообманковым породам, по нашему мнению, также не желательно, так как сам по себе термин «амфиболит» включает и это понятие.

Таким образом, употребление термина «роговообманковый сланец» по отношению к плаггиоклаз-роговообманковым и мономинеральным роговообманковым породам, по-видимому, нужно считать неудачным и вместо него следует применять названия: сланцеватый амфиболит, параамфиболит, мономинеральный амфиболит (амфиболит) в зависимости от того, что вкладывается каждым исследователем в понятие «роговообманковый сланец». Мономинеральными амфиболитами, очевидно, нужно называть только породы, в которых амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Когда же такие породы сложены актинолитом, тремолитом, жедритом или другим амфиболом, их можно называть соответственно актинолититами, тремолитами, жедрититами или мономинеральными актинолитовыми амфиболитами и т. д.

Подразделяя амфиболиты по генетическим признакам, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1911, стр. 318) предлагал называть параамфиболитами «амфиболиты, образовавшиеся путем перекристаллизации изверженных (в редких случаях осадочных) пород в твердом состоянии», а «амфиболиты, образовавшиеся из осадочных пород (по преимуществу из известняков) путем гидрохимического метаморфизма», — метаамфиболитами. Эта терминология не привилась. В настоящее время амфиболиты, образовавшиеся по первичному магматическому материалу, получили общее название ортоамфиболитов и соответственно параамфиболитов, когда первичный субстрат имел осадочное происхождение. Вместе с тем очень употребительными для ортоамфиболитов являются такие названия, как метадиабаз, эпидиорит, метабазит и др., а для параамфиболитов иногда употребляются термины «роговообманковый сланец» (что указывалось выше) и «амфиболовый гнейс».

Термины «метадиабаз», «эпидиорит», «метабазит» и др., в общем смысле определяя измененные основные изверженные породы, не дают конкретных представлений ни о степени, ни о характере их изменения. Под этими названиями описывают как сравнительно слабо измененные, так и нацело перекристаллизованные основные породы (как амфиболитизированные, так и хлоритизированные породы базальтового ряда). По-видимому, эти определения целесообразно применять только к частично измененным основным породам, не утратившим своих первичных признаков, но не к нацело измененным базитам, пусть даже сохранившим некоторые реликты магматических пород. В случае же, если установлено происхождение амфиболита за счет диорита, диабазы или какой-либо другой изверженной породы среднего или основного ряда, конечно, употребление этих терминов даже необходимо, но они призваны не подменять термин «амфиболиты», а наоборот — раскрывать его.

Как уже отмечалось, к амфиболитам иногда применяется термин «амфиболовый гнейс» с целью подчеркнуть первично-осадочное происхождение пород, несмотря на то, что такие породы ни по своему минеральному, ни по химическому составу не могут быть названы гнейсами. Наоборот, к амфиболитам иногда относят лейкократовые разновидности

амфиболсодержащих пород, содержание роговой обманки в которых не превышает 15—25% общего минерального состава. Хотя между амфиболовыми гнейсами и некоторыми разновидностями амфиболитов нельзя провести резкой границы, все же породы кварц-роговообманково-плагиоклазового и роговообманково-плагиоклазового состава, характеризующиеся малым содержанием темноцветных минералов, не следует относить к амфиболитам, так как под гнейсами большинство исследователей понимает метаморфические сланцеватые породы кислого состава.

Существует мнение, что к амфиболитам нужно относить только породы, в которых содержание роговой обманки превышает 50% общего минерального состава. Но это, как отмечает Р. Т. Коннон (Connon, 1963), слишком жесткое требование процентного состава заставит исключить много пород, в общем относимых к амфиболитам. Нами предлагается относить к амфиболитам породы, содержание темноцветных минералов в которых не ниже 36—37% общего минерального состава. Причем при малом содержании фемических минералов (36—50%) главным или резко преобладающим из них должен быть только амфибол.

Таким образом, можно сказать, что под амфиболитами следует понимать прежде всего метаморфические породы плагиоклаз-роговообманкового состава, образовавшиеся при региональном метаморфизме в условиях альмандин-амфиболитовой фации. Употребление термина «амфиболит» в данном смысле, по-видимому, не требует никаких оговорок.

В широком смысле под амфиболитами надо понимать метаморфические породы, образовавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой, альмандин-амфиболитовой и частично гранулитовой фаций регионального метаморфизма, главным фемическим минералом которых является амфибол. Употребление термина в данном смысле требует указания на минеральный состав породы и (или) на ее фациальную принадлежность.

В целом термин «амфиболит» является достаточно емким и не требует подмены такими определениями, как роговообманковый сланец, амфиболовый гнейс, метабазит и т. д.

## ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Для амфиболитов в настоящее время отсутствует установившаяся и признанная классификация, основанная на генетических, петрографических или химических особенностях пород.

Подразделение амфиболитов на генетические типы чрезвычайно затруднено ввиду отсутствия четких критериев их первичного происхождения, хотя гетерогенность пород, по которым могли образоваться амфиболиты, считается достаточно установленной.

Существующая собственно петрографическая классификация амфиболитов формальна и построена без учета количественно-минералогического состава и химических особенностей пород. Она довольно проста и производится по второстепенным минералам (гранат, кварц, биотит, эпидот и т. д.), названия которых в виде соответствующей приставки добавляются к слову «амфиболит». Если помимо (или вместо) роговой обманки в породе присутствует амфибол другого типа, это также отражается в названии породы.

Несмотря на значительные колебания в химическом составе амфиболитов, для них до настоящего времени практически отсутствует подразделение по химическим признакам.

Первым на химическое разнообразие амфиболитов обратил внимание Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1952), который вопреки установившемуся

в то время мнению, что большинство амфиболитов в химическом отношении принадлежит к типу габбро, показал, что амфиболиты по своему химическому составу соответствуют различным породам основного ряда. Кроме того, он выделил несколько амфиболитов, для которых не нашлось химических аналогов среди изверженных пород.

Т. Барт, указывая на химическую близость амфиболитов в целом к базальт-габброидной группе, также отмечал: «В то время как базальты и габбро хорошо изучены и существуют хорошо известные химические и минералогические критерии для различия тех или иных типов пород, таких, как толеиты, тефриты, базаниты и т. д., для амфиболитов подобной классификации не существует» (Barth, 1959, стр. 146). Пытаясь как-то исправить данное положение, он предложил химико-минералогическую классификацию метаморфических пород мезозоны и в том числе амфиболитов. В основу классификации был положен новый метод пересчета химических анализов метаморфических пород с приведением их к стандартным мезонормативным минералам. Расчеты ведутся в процентном выражении катионов. В результате пересчетов устанавливается определенная ассоциация нормативных минералов, отражающая отношение катионов в исходной породе. Из выделенных Т. Бартом восьми ассоциаций для пород мезозоны к амфиболитам относятся только пять:

2. Ab\*, Or, An, Bi, Ho  $\pm$ Q $\pm$ Bk
3. Ab, Or, An, Di, Ho $\pm$ Q $\pm$ Bk
6. Ab, An, C, Bi, Ho $\pm$ Q $\pm$ Bk
7. (Ab), C, Bi, Ho, Hy $\pm$ Q $\pm$ Bk
8. (Ab), Bi, Ac (или Di+Hy), Ho $\pm$ Q $\pm$ Bk

Ассоциации 2 и 3 содержат калиевый полевой шпат и представляют собой гранитизированные амфиболиты или амфиболиты, переходные к гнейсам. В ассоциации 3 присутствует нормативный диопсид. Сюда, по мнению Т. Барта, часто относятся амфиболиты, образовавшиеся за счет загрязненных известняков. Ассоциации 6 и 7 являются типичными амфиболитовыми. Они характеризуются отсутствием калиевого полевого шпата и наличием свободного глинозема. В ассоциации 7 отсутствует плагиоклаз. Ассоциация 8 не содержит ни калиевого полевого шпата, ни плагиоклаза и представляет собой продукт изменения ультраосновных пород. Типичным нормативным минералом этой ассоциации является актинолит.

Метод Т. Барта по сравнению с нормативно-молекулярными методами CIPW и Ниггли позволяет переводить результаты химических анализов непосредственно в содержании катионов, что значительно упрощает расчет нормативных минералов и делает возможным переход от одного минерального состава к другому посредством простых уравнений. В этом основное достоинство метода. Однако классификация амфиболитов, предложенная Т. Бартом на основе данного метода, не отражает многих существенных особенностей их химизма, выявление которых в настоящее время имеет важное значение для выяснения генезиса этих пород. Насколько данная классификация не вскрывает всего химического разнообразия амфиболитов, видно из табл. 1 и 2, в которых приведены несколько химических анализов амфиболитов и их нормативные составы, рассчитанные по Т. Барту. Несмотря на то что все перечисленные амфиболиты по классификации Т. Барта относятся к третьей ассоциации, они существенно различаются как по своим химическим, так и по нормативным составам. В частности, в анализах 1, 4 (табл. 1) амфиболиты характеризуются заметным преобладанием СаО над Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, тогда как в анализе 6, наоборот, почти двойным, в ана-

\* Условные обозначения нормативных минералов: Ab — альбит, An — анортит, Or — калиевый полевой шпат, Ho — роговая обманка, Bi — биотит, Di — диопсид, Hy — гиперстен, Ac — актинолит, C — корунд, Bk — баркевикит, Q — кварц.

## Химический состав амфиболитов (в вес. %)

Компоненты	Анализы						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,45	58,59	49,75	49,53	48,92	50,00	52,51
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,30	3,14	0,47	1,15	0,82	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,03	10,79	6,57	8,40	14,39	18,80	16,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,84	0,41	8,73	3,64	4,64	2,57	3,58
FeO	4,96	3,71	12,83	7,53	8,60	5,51	5,70
MnO	Следы	0,12	0,23	0,16	0,34	0,08	0,02
MgO	14,99	12,30	5,21	7,22	7,47	4,63	5,43
CaO	15,58	13,21	9,02	15,49	9,58	10,65	7,95
Na <sub>2</sub> O	1,31	0,40	2,09	2,10	3,20	4,46	4,53
K <sub>2</sub> O	0,34	0,00	0,94	2,48	1,19	1,18	1,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	Следы	—	0,03	0,14	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,10	—

1 — по З. И. Немовой (1930); 2 — по А. Б. Эдвардсу (Edwards, 1958); 3 — по И. Ф. Трусовой (1956); 4 — по Г. М. Саранчиной (1946); 5 — по А. Ф. Петрову (1966); 6 — по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1911); 7 — по В. А. Доильцовой и К. А. Ининой (1967).

лизе 7 более чем двойным преобладанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> над CaO. В анализе 2 наблюдается низкое содержание щелочей, а в анализах 6 и 7 — наиболее высокое. Анализ 3 отражает железистый, а 1 и 2 — магниезиальные типы амфиболитов. Существенно различаются амфиболиты и по суммарному содержанию в них железа и магния.

В соответствии с колебаниями химических составов наблюдаются и значительные колебания нормативных составов амфиболитов (табл. 2). Так, анализ 1 представляет собой амфиболит, который по своему нормативному составу относится к голомеланократовой породе, анализы 2, 3 и 5 — к меланократовым, а 6 и 7 — к мезократовым породам. В анализе 5 содержание нормативного диопсида составляет всего 2%, а в анализе 4 диопсид является главным и почти единственным темноцветным минералом. Так же резко амфиболиты различаются и по содержанию других нормативных минералов.

Такой широкий предел колебаний химических составов амфиболитов единой ассоциации обусловлен тем, что появление или отсутствие тех или иных нормативных минералов, определяющих ассоциацию, зависит от соотношения всех породообразующих элементов в исходной породе и в каждом конкретном случае может быть вызвано различными причинами. Например, появление нормативных диопсида и корунда или их отсутствие зависит не только от величины отношения Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:CaO, но также от количества щелочей, содержания MgO+FeO, от количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что особенно существенно для железистого типа амфиболитов, от содержания в породе титана и т. д.

Таким образом, ассоциации нормативных минералов, предложенные Т. Бартом, объединяют довольно широкие в петрохимическом отношении группы пород, в результате чего различные по своему химическому составу амфиболиты сливаются в единую группу.

В настоящее время требуется более детальное подразделение амфиболитов и выделение более узких и четких петрохимических групп. Только такая классификация дала бы возможность, если такая возможна вообще, существовать, разграничить амфиболиты по их петрохимическим признакам на пара- и ортопороды.

Предлагаемая классификация является первой такой попыткой более детального подразделения амфиболитов по их химико-минералогич-

## Нормативные составы амфиболитов (в %)

Минералы	Анализы						
	1	2	3	4	5	6	7
Светлые минералы							
Ab	2,31	3,90	20,40	19,65	15,03	21,37	32,02
An	5,80	6,95	—	5,32	3,39	27,33	12,68
Or	—	—	—	11,01	7,30	7,25	8,40
Q	—	13,60	13,09	—	—	—	—
Ar	—	—	—	0,15	0,28	—	—
Ca	—	—	—	—	—	0,29	—
С у м м а	8,11	24,45	33,49	39,10	32,00	56,24	53,10
Темноцветные минералы							
No	43,17	61,43	18,15	—	35,82	0,93	21,76
Vk	14,68	—	—	—	22,68	30,04	14,76
Di	28,48	12,96	19,60	45,84	2,24	8,44	6,57
Bi	3,04	—	10,08	10,02	—	—	—
Tr	0,63	0,66	7,02	1,05	2,37	1,68	1,37
Mt	1,89	0,50	9,78	3,99	4,89	2,67	2,87
С у м м а	91,89	75,55	66,51	60,90	68,00	43,76	46,90

Примечание. В нормативных составах амфиболитов присутствуют избыточные катионы кальция (анализ 4—2,97%) и магния (анализ 3—1,88%).

ческим признакам. В основу ее положено 700 химических анализов амфиболитов, заимствованных из различных литературных источников, в том числе 60 новых анализов, полученных при изучении амфиболитов комплексов Кейв и Полмос-Порос (материалы В. А. Тенякова, О. М. Розена, К. А. Жук-Почекутова и О. В. Горбачева). Классификация построена на сочетании метода чисел Ниггли и нормативного метода Т. Барта (Barth, 1959).

Метод чисел Ниггли нами выбран из-за сравнительной простоты расчета и возможности применения «чисел» для характеристики и сопоставления химического состава амфиболитов не только с метаморфическими, но и магматическими и осадочными породами. Применяя для разработки классификации амфиболитов нормативный метод, мы старались приблизить рассчитываемый нормативный состав пород к их реальному, поэтому отказались от ряда нормативных минералов, предложенных Т. Бартом, которые не характерны для амфиболитов. В частности, вместо корунда нами предлагается нормативный гранат-альмандин  $\frac{1}{8} (\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$ , а вместо полущелочного амфибола — баркевикита  $\frac{1}{16} [\text{Na}_2\text{CaMg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  — известковые амфиболы типа паргасита \*  $\frac{1}{16} [\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  и эденита  $\frac{1}{16} [\text{NaCa}_2\text{Mg}_5 \times \times \text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ . Избыток  $\text{Mg}^{++} + \text{Fe}^{++}$ , образующийся иногда при расчете, по нашему мнению, лучше обозначать не в виде избыточной величины  $\text{Mg}^+$ , как предлагает Т. Барт, а связывать в амфибол типа куммингтонита  $\frac{1}{15} [\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ . Все остальные минералы при расчете

\* Состав паргасита и всех приведенных ниже амфиболов нами взят по Ф. Р. Бойду (1961).

нормативных составов взяты по Т. Барту: апатит, сфен, магнетит, ортоклаз, анортит, диопсид, гиперстен, обыкновенная роговая обманка  $\frac{1}{15} [\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ , биотит  $\frac{1}{8} [\text{KAlMg}_3\text{Si}_3(\text{OH})_2]$ , актинолит  $\frac{1}{15} [\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ . Но как показало сопоставление нормативных ассоциаций с реальными парагенезисами, сфен для высокоглиноземистых и большинства глиноземистых (гранатовых) амфиболитов является малохарактерным минералом, поэтому нами предлагается в этих породах связывать титан в ильмените.

Итак, имевшиеся в нашем распоряжении анализы амфиболитов были первоначально пересчитаны на нормативные составы и по содержанию в них тех или иных породообразующих минералов породы были подразделены на определенные группы — нормативные ассоциации. Всего выделено 26 ассоциаций. Затем, исходя из процентного содержания цветных и светлых минералов, данные ассоциации были объединены в более крупные группы.

I — голомеланократовые амфиболиты с содержанием цветных минералов более 80%;

II — меланократовые амфиболиты 60—80%;

III — мезократовые амфиболиты с содержанием цветных минералов менее 60%, но более 36%.

На основании количественных значений чисел Ниггли ( $al : c, t$  и  $fm$ ) среди них были выделены следующие петрохимические типы:

1) амфиболиты щелочноземельного типа ( $al : c \leq 0,57; t < 0$ );

2) амфиболиты щелочноземельно-глиноземистого типа ( $al : c > 0,57 \leq 0,80; t < 0$ );

3) амфиболиты глиноземистого типа ( $al : c > 0,80; t \leq 0$ );

4) высокоглиноземистые амфиболиты ( $t \geq +1$ );

5) амфиболиты собственно железисто-магнезиального типа, характеризующиеся крайне высоким содержанием железа и (или) магния ( $fm \geq 85$ ) при очень низком содержании кальция и алюминия, когда значение отношения  $al : c$  теряет свой смысл.

В соответствии с данными подразделениями минеральные ассоциации амфиболитов сведены в табл. 3. Названия предлагаемых ассоциаций установлены по присутствию главных породообразующих минералов амфиболитов, а также по названию минералов (гранат, диопсид, куммингтонит и др.), образование которых связано с появлением соответствующего элемента, избыточного по отношению к роговой обманке или плагиоклазу. Однако это вовсе не значит, что данные избыточные компоненты всегда связываются именно в указанных названии ассоциации минеральных формах. Просто названием ассоциации мы старались, с одной стороны, выделить наиболее характерные для данного петрохимического типа амфиболитов естественные парагенезисы, с другой — как-то сохранить единство в названиях нормативных ассоциаций. Однако выполнить одновременно два этих условия для некоторых типов амфиболитов невозможно. Поэтому название некоторых ассоциаций в какой-то степени условно. Так, реальные амфиболиты  $Di-Ku-No$ ,  $Di-No$  и  $Kp-No$  ассоциаций чаще всего представлены тремолит-актинолитовыми разновидностями.

Основным недостатком предлагаемой схемы ассоциаций является то, что она не вскрывает величины отношения  $MgO : FeO$  в исходной породе. Магний и железо, обладая практически неограниченным изоморфизмом в роговых обманках и других железисто-магнезиальных силикатах и алюмосиликатах, не дают в большинстве случаев самостоятельных минералов. Поскольку выявление величины отношения  $MgO : FeO$  может быть важным при решении вопроса о генезисе амфиболитов, нами предлагается для подразделения амфиболитов по степе-

## Нормативные ассоциации амфиболитов

Амфиболиты	Содержание темных минералов	Петрохимический тип				
		Щелочноземельный ( $al:c < 0,57, t < 0$ )	Щелочноземельно-глиноземистый ( $al:c > 0,57 < 0,80, t < 0$ )	Глиноземистый ( $al:c > 0,80, t < 0$ )	Высокоглиноземистый ( $t > +1$ )	Собственно железистомагнетизальный ( $fm > 85$ )
Гомеланократовые	> 80 %	Di — Ku — Ho Диопсид-куммингтонит-роговообманковая	Ku — Ho Куммингтонит-роговообманковая	Gr — Ku — Ho Гранат-куммингтонит-роговообманковая	Ho — Gr Роговообманково-гранатовая	Ku Куммингтонитовая
		Di — Ho Диопсид-роговообманковая	Ho Роговообманковая			
				Gr — Ho Гранат-роговообманковая		
Меланократовые	60—80 %	Di — Ab — Ho Диопсид-альбит-роговообманковая	Ab — Ho Альбит-роговообманковая		Ab — Gr — Ho Альбит-роговообманково-гранатовая	
		Di — Pl — Ho Диопсид-плагноклаз*-роговообманковая	Pl — Ho Плагноклаз-роговообманковая	Ab — Gr — Ho Альбит-гранат-роговообманковая	Ho — Pl — Gr Роговообманково-плагноклаз-гранатовая	
		Di — Olg — Ho Диопсид-олигоклаз-роговообманковая	Olg — Ho Олигоклаз-роговообманковая			
				Gr — Pl — Ho Гранат-плагноклаз-роговообманковая		

\* Под плагноклазом в данном случае и во всех плагноклазовых ассоциациях имеется в виду железин и более основной плагноклаз.



Амфиболиты	Содержание темных минералов	Петрохимический тип				
		Щелочноземельный ( $al:c < 0,57, t < 0$ )	Щелочноземельно-глиноземистый ( $al:c > 0,57 < 0,80, t < 0$ )	Глиноземистый ( $al:c > 0,80, t < 0$ )	Высокоглиноземистый ( $t > +1$ )	Собственно железисто-магнезиальный ( $f_{m} > 85$ )
Мезократовые	$\geq 36 < 60\%$	(Ho, Ca)* — Di — Pl Диопсид-плагиоклазовая	Ho — Di — Pl Роговообманково-диопсид-плагиоклазовая	Ho — Gr — Pl Роговообманково-гранат-плагиоклазовая	(Ho) — Gr — Pl Гранат-плагиоклазовая	
			Ho — Di — Olg Роговообманково-диопсид-олигоклазовая		Ho — Gr — Olg Роговообманково-гранат-олигоклазовая	
				Ho — Pl Роговообманково-плагиоклазовая		
				Ho — Olg Роговообманково-олигоклазовая		

\* Содержание минералов, указанных в скобках, находится в подчиненном количестве и в названии ассоциации не входит.

ни их железистости и магнезиальности использовать величину Ниггли  $mg$  и соответственно различать: 1) железистые ( $mg < 0,36$ ); 2) железисто-магнезиальные ( $mg = 0,36—0,67$ ); 3) магнезиальные ( $mg > 0,67$ ) типы.

Выделенные ассоциации характеризуются вполне определенными значениями чисел Ниггли, что позволяет установить каждую ассоциацию на основании количественных значений чисел, не прибегая к расчету нормативного состава. Таблица для определения ассоциаций по числам Ниггли приведена в конце статьи (см. табл. 5). Следует, однако, заметить, что ввиду недостаточного количества химических анализов, имевшихся в нашем распоряжении, для ряда нормативных ассоциаций их границы по числам установлены недостаточно четко, например для куммингтонитовой, диопсид-плагиоклазовой, куммингтонит-гранат-роговообманковой и некоторых других, представленных каждая менее чем десятью анализами. В дальнейшем эти границы могут быть уточнены. Кроме того, необходимо отметить, что между смежными ассоциациями амфиболитов не существует резких границ ни по химическому, ни по нормативному составу. Отсюда следует, что, например, в некоторых амфиболитах плагиоклаз-роговообманковой ассоциации, в которых величины  $al:c$ ,  $alk$  близки к соответствующим величинам в амфиболитах, попавшим в диопсид-плагиоклаз-роговообманковую или гранат-плагиоклаз-роговообманковую ассоциации, иногда в небольшом количестве (1—5%) могут соответственно присутствовать нормативные диопсид или гранат.

Как видно из табл. 3, ассоциации амфиболитов щелочноземельного типа всегда содержат нормативный диопсид. Следовательно, появление нормативного диопсида здесь в первую очередь определяется величиной отношения алюминия к кальцию ( $al : c < 0,57$ ). В высокоглиноземистых амфиболитах, характеризующихся величиной  $t \geq +1$ , всегда присутствует нормативный гранат. Если бы появление нормативного граната или диопсида зависело только от величины отношения алюминия к кальцию в исходной породе, то все ассоциации амфиболитов щелочноземельно-глиноземистого типа всегда характеризовались бы отсутствием нормативного граната и одинаковыми пределами отношения  $al : c$ , а в ассоциациях амфиболитов глиноземистого типа всегда бы присутствовал нормативный гранат. Однако на самом деле в некоторых амфиболитах щелочноземельно-глиноземистого типа, содержащих, в частности, повышенное количество щелочей, присутствует нормативный диопсид, а в глиноземистых амфиболитах с повышенной щелочностью нередко отсутствует гранат. Появление нормативного диопсида в ассоциациях амфиболитов щелочноземельно-глиноземистого типа с увеличением содержания щелочей и отсутствием граната в ассоциациях глиноземистых амфиболитов обусловлено тем, что щелочи связываются только с глиноземом и при увеличении их содержания они связывают большее количество глинозема, в результате чего образуется относительный избыток кальция. Таким образом, при повышенном содержании щелочей нормативный диопсид образуется при величине  $al : c > 0,57$ , а гранит может отсутствовать в породах, в которых отношение  $al : c > 0,80$ . Граниты таких ассоциаций в табл. 3 несколько сдвинуты вправо, и данные ассоциации занимают промежуточное положение соответственно между амфиболитами щелочноземельного и щелочноземельно-глиноземистого типов, между амфиболитами щелочноземельно-глиноземистого и глиноземистого типов (ассоциации  $Di—Ab—Ho$ ,  $Ab—Ho$ ,  $Di—Olg—Ho$ ,  $Olg—Ho$ ,  $Ho—Di—Olg$ ).

Рассмотрим теперь, какое влияние оказывает изменение содержания суммы магния и железа на появление в нормативных ассоциациях граната и диопсида и как меняются в связи с этим границы  $al : c$  отношения для выделенных ассоциаций. При относительно высоком содержании железа и магния в исходной породе кальций и алюминий связываются обычно в роговой обманке в соотношении 1:1. При недостаточном их содержании кальций и алюминий образуют анортит, в котором  $Al : Ca = 2 : 1$ , т. е. уменьшение содержания магния и железа ведет к относительному увеличению кальция и наоборот. В табл. 3 это отражается следующим образом. В мезократовых амфиболитах щелочноземельно-глиноземистого типа, характеризующихся пониженным содержанием железа и магния, даже в породах с невысоким содержанием щелочей ( $Ho—Di—Pl$  ассоциация) присутствует нормативный диопсид, а в мезократовых амфиболитах глиноземистого типа с небольшим содержанием щелочей ( $Ho—Pl$  ассоциация) отсутствует нормативный гранат. Таким образом, с уменьшением содержания магния и железа ассоциации, так же как и при увеличении щелочей, сдвигаются в таблице вправо. Для голомеланократовых и меланократовых амфиболитов, характеризующихся, как известно, высоким содержанием магния и железа, наоборот, граница ассоциаций сдвигается влево ( $Gr—Ho$ ,  $Gr—Pl—Ho$  ассоциации). Иными словами, с повышением содержания щелочей и понижением содержания магния и железа в исходной породе нормативный диопсид может образовываться при  $al : c > 0,57$  (т. е. не только в щелочноземельных амфиболитах), а гранат может отсутствовать при отношении  $al : c > 0,80$  (т. е. в глиноземистых амфиболитах) и наоборот, при увеличении содержания магния и железа гранат может присутствовать в породах при  $al : c < 0,80$  (т. е. в щелочноземельно-глиноземистых амфиболитах). Поэтому не случай-

но при выделении основных петрохимических типов амфиболитов пределы  $al : c$  отношения нами брались по среднему в ряду меланократовости и щелочности амфиболитов, а именно, для щелочноземельного типа по меланократовым амфиболитам диопсид-плагноклаз-роговообманковой ассоциации, а для амфиболитов щелочноземельно-глиноземистого типа — по меланократовым плагноклаз-роговообманковым амфиболитам.

Таким образом, с помощью табл. 3 нормативных ассоциаций достаточно легко установить, чем обусловлено образование той или иной ассоциации: величиной отношения  $al : c$  или низким или высоким содержанием щелочей, магния и железа.

Предлагаемые нормативные ассоциации выделены на основании соотношения в исходной породе  $CaO, Al_2O_3, MgO+FeO, Na_2O+K_2O$  при величинах  $Fe_2O_3, K_2O$  и  $SiO_2$ , не превышающих существенно их средних значений в амфиболитах. При резко повышенном их содержании или появлении заметных количеств минералов, вообще не характерных для амфиболитов или не характерных в таком большом количестве, ассоциация нарушается. При наличии нормативных ассоциаций, зафиксированных определенными значениями чисел Ниггли, достаточно легко установить, чем в каждом случае вызвано это нарушение.

Для наглядности приведем пример из наиболее распространенных случаев нарушений нормативных ассоциаций, вызванных резко повышенным содержанием кремнезема в исходной породе. Так, в частности, один из пересчитанных нами амфиболитов характеризуется следующими количественными значениями чисел Ниггли:  $si=167, al=21, fm=52, c=16, alk=10$  и  $al : c=1,31$ . На основании значений  $fm, alk$  и  $al : c$  по табл. 5 для данного амфиболита однозначно устанавливается  $Ab-Grt-No$  ассоциация. Однако величина  $si$  резко завышена по сравнению с табличной. Следовательно, реальная порода с данными петрохимическими параметрами должна содержать ощутимое количество кварца, а по содержанию нормативных минералов она уже будет относиться не к группе меланократовых пород, к которым относятся амфиболиты  $Ab-Grt-No$  ассоциации, а к мезократовым породам — т. е. ассоциация нарушена. Отсюда можно сделать предположение, что данный амфиболит, возможно, имеет первично-осадочное происхождение, так как для изверженных пород в целом не характерно столь высокое значение  $si=167$  при одновременно высокой величине  $fm=52$ .

Если нарушение ассоциации вызвано не увеличением содержания кремнезема в исходной породе, а другими причинами, указанными выше, то в табл. 5 эти нарушения не фиксируются. Они выявляются только при расчете нормативных составов или при сопоставлении последних с реальными.

Для ассоциаций, отклоняющихся от нормативных, рядом с ее обозначением, по-видимому, следует одновременно указывать и нормативную ассоциацию, поскольку последние петрохимически обособлены. Например, если нарушение плагноклаз-роговообманковой ассоциации вызвано появлением значительных количеств магнетита (что равносильно уменьшению содержания  $FeO$  в исходной породе) и, как следствие этого, образуется нормативный диопсид, то ассоциацию следует обозначать так:  $Pl-Di-Mt-No$  ( $No-Pl$ ).

При выявлении ассоциаций, отклоняющихся от нормативных, следует иметь в виду, что расчеты нормативных составов ведутся на основе идеализированных формул породообразующих минералов, что неизбежно вызывает искусственное завышение одних нормативных минералов и занижение других по сравнению с их реальными количествами в породе. В силу этого, как показало сопоставление составов нормативных ассоциаций с составами естественных парагенезисов, ма-

лое количество избыточного элемента, получающееся при расчете, в большинстве случаев не образует самостоятельных минералов и избыточные элементы на самом деле входят в главные породообразующие минералы, усложняя их реальные составы. Следовательно, малыми расхождениями нормативных составов с модальными следует пренебрегать. Сказанное прежде всего относится к тем случаям, когда породы одной ассоциации близки по своему химическому составу к породам смежной ассоциации, т. е. имеются в виду их приграничные значения, когда эти породы практически можно отнести и к той и к другой ассоциации. Во всех же других случаях обычно с появлением, например, граната или какого-нибудь другого высокоглиноземистого минерала в амфиболитах щелочноземельно-глиноземистого или щелочноземельного типов фиксируются кальцийсодержащие минералы, вплоть до кальцита. Появление в этих ассоциациях граната, сосуществующего с кальцитом, может указывать на наличие наложенного метасоматического процесса или иной, не алмандиновый состав граната. Вообще появление минералов, необычных для данной ассоциации (ее нарушение), может указывать на специфику происхождения или метаморфизма породы. Так, некоторые из изученных нами тонкополосчатых амфиболитов полмос-тундровской свиты (Кольский полуостров) относятся по своему химическому составу к диопсидовым нормативным ассоциациям, но реально содержат гранат. Породы характеризуются чередованием тонких прослоев (первые миллиметры) амфиболитов, содержащих гранат с прослоями амфиболитов, в которых присутствуют эпидот, диопсид и иногда кальцит. Таким образом, нарушение ассоциации в этом случае обусловлено неравномерным тонкополосчатым распределением вещества, отражающим первично-осадочное происхождение пород, которое подтверждается геологическими, петрографическими и геохимическими данными.

В естественных ассоциациях глиноземистых амфиболитов гранат часто отсутствует при появлении в породах значительных количеств магнетита или биотита. Появление этих минералов равносильно уменьшению общего содержания в породе магния и железа, что рассматривалось выше. Избыток глинозема в этом случае обычно связывается в анортите и породы характеризуются более основным плагиоклазом.

Таким образом, при отклонении реальных составов от составов нормативных ассоциаций всегда фиксируются минералы, связывающие избыток того или иного элемента, появление которого вызвано нарушением ассоциации. В тех случаях, когда амфиболиты по своему химическому составу относятся к диопсидовым или гранатовым нормативным ассоциациям, а на самом деле не содержат, соответственно, ни диопсида ни граната, ни других минералов, непосредственно указывающих на наличие относительного избытка того или иного элемента в исходной породе, причину такого несоответствия минерального состава нормативных ассоциаций с естественными следует искать в изменении химического состава роговых обманок реальных парагенезисов.

Из сказанного следует, что выделенные нормативные ассоциации способствуют изучению минерального состава амфиболитов и выяснению его зависимости от химического состава пород, а главное, по нашему мнению, ставят вопрос о необходимости выявления и изучения причин, вызывающих отклонение минерального состава амфиболитов от состава наиболее распространенных их разновидностей. Колебания минерального состава амфиболитов, по-видимому, отражают не только изменения условий метаморфизма, поскольку рассматриваемые амфиболиты в целом относятся к единой фации метаморфизма, но и влияние метасоматоза, а также первичную природу — генезис амфиболитов. Вполне возможно, что различие исходного минерального состава магматических и осадочных пород, послуживших первичным материа-

лом для образования амфиболитов, при сходном их химическом составе вызывает и иную последовательность кристаллизации в процессе метаморфизма, а отсюда и некоторое, пусть не очень значительное, различие минеральных составов конечных продуктов метаморфизма — амфиболитов. Так или иначе, этот вопрос представляется в высшей степени интересным.

Для большинства нормативных ассоциаций амфиболитов находятся химические аналоги среди магматических пород нормального ряда и только для шести из них (ассоциации  $\text{Ho—Gr}$ ,  $\text{Ab—Ho—Gr}$ ,  $\text{Ho—Pl—Gr}$ ,  $\text{Gr—Pl}$ ,  $\text{Ho—Gr—Olg}$ ,  $\text{Du—Pl}$ ) такие аналоги отсутствуют. Данные ассоциации представлены: 1) амфиболитами высокоглиноземистого типа, характеризующимися к тому же и высокими содержаниями магния и (или) железа ( $\text{fm}$  больше 40); 2) щелочноземельными амфиболитами, имеющими высокое содержание кальция и относительно низкое содержание магния и (или) железа ( $\text{fm}$  меньше 40).

Амфиболиты, для которых не существует химических аналогов среди магматических пород нормального ряда, вероятнее всего, могут иметь первично-осадочное происхождение, но они могут также, по-видимому, образовываться по аномальным породам, возникшим при кристаллизации контаминированной или ассимилированной магмы или явиться продуктом метасоматического преобразования различных по своему генезису пород. В частности, высокоглиноземистые амфиболиты как контактные разности ортоамфиболитов щелочноземельно-глиноземистого типа были изучены нами среди высокоглиноземистых пород свиты кейв (Кольский полуостров). В образовании их значительная роль принадлежала метасоматическим процессам, сопровождавшим метаморфизм этих пород. Характерно, что в целом именно среди амфиболитов высокоглиноземистого типа наиболее часто встречаются разновидности с резко нарушенной ассоциацией нормативных минералов, обусловленной очень высоким содержанием или кремнезема или кальция. Другой любопытной особенностью высокоглиноземистых амфиболитов является заметное преобладание среди них железистых типов ( $\text{mg} < 0,36$ ) и нередко с ярко выраженной железистостью ( $\text{mg} = 0,15—0,30$ ), в то время как для других ассоциаций амфиболитов в общем характерны железисто-магнезиальные разновидности ( $\text{mg} = 0,36—0,67$ ).

Амфиболиты, для которых существуют химические аналоги среди магматических пород, также нельзя все целиком относить к ортопородам. Как частный пример можно привести амфиболиты диопсид-куммингтонит-роговообманковой ассоциации, которые могут образоваться за счет сравнительно небольшого метасоматического изменения как гипербазитов, так и доломитов (в первом случае происходит привнос  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$ , во втором — привнос кремнезема и относительное перераспределение кальция и магния). Такие амфиболиты (тремолититы) были, например, описаны И. Ф. Романовичем (1962). Кроме того, надо иметь в виду, что наряду с существованием петрохимических аналогов среди магматических пород для большинства амфиболитов этой группы существуют близкие по своему химическому составу породы среди седиментогенных образований (Сидоренко и др., 1968). Наконец, среди амфиболитов данного типа можно выделить амфиболиты с резко нарушенной ассоциацией нормативных минералов, вероятность происхождения которых за счет обычного (без привноса и выноса) метаморфизма основных пород, по нашему мнению, очень мала. Скорее всего данные породы в большинстве своем имеют первично-осадочное или метасоматическое происхождение. Так или иначе, нельзя только по одному валовому химическому составу амфиболитов однозначно решить их генезис. В каждом отдельном случае необходимо знание конкретной геологии и привлечение геохимических и других методов исследования.

Для того чтобы пояснить принятую систему пересчета анализов и на конкретных примерах показать метод выделения нормативных ассоциаций минералов в амфиболитах, целесообразно привести основные положения нормативного метода Т. Барта (Barth, 1959), отсутствующего в русском переводе, дать краткий критический анализ этого метода и предлагаемые нами расчеты нормативных ассоциаций.

Для пересчета нормативных составов по методу Т. Барта данные химических анализов, выраженные в весовых процентах, переводят в атомные количества. При этом пренебрегают содержанием воды, а сумму всех остальных компонентов приводят к 100%. Далее переходят к непосредственному расчету минерального состава.

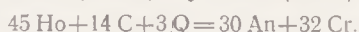
Нормативные значения сфена (Ti), магнетита (Mt), апатита (Ap), кальцита (Ca), альбита (Ab) и ортоклаза (Or) рассчитывают обычным путем, исходя соответственно из процентного содержания титана, окисного железа, фосфора, двуокси углерода, натрия и калия. Остатки закисного железа объединяют с магнием, обозначая условным индексом  $Mg'$ . Оставшееся после образования апатита и кальцита количество кальция обозначают индексом  $Ca'$ , а оставшееся после образования альбита и ортоклаза количество алюминия — индексом  $Al'$ . Далее на основании соотношений  $Mg'$ ,  $Ca'$  и  $Al'$  определяется ассоциация. Ассоциация 2 (Ab, Or, An, Bi,  $Ho \pm Q \pm Bk$ ) развивается при условии  $Al' > 2Ca' - \frac{1}{2}Mg'$ . Ассоциация 3 (Ab, Or, An, Di,  $Ho \pm Q \pm Bk$ ) образуется при  $Al' < 2Ca' - \frac{1}{2}Mg'$ . Ассоциация 6 (Ab, An, C, Bi,  $Ho \pm Q \pm Bk$ )

лишена калиевого полевого шпата и развивается, если  $Al' + \frac{1}{2}Mg' > 2Ca' + 1,5K$  и если  $Mg' > 3K$ . Ассоциация 7 [(Ab), C, Bi, Ac,  $Ho \pm Q \pm Bk$ ] лишена калиевого полевого шпата и анортита и развивается в условиях ассоциации 6, но когда  $Mg' > 2Ca' + 3K$ . Ассоциация 8 [(Ab), Bi, Ac,  $Ho \pm Q \pm Bk$ ] должна удовлетворять требованиям ассоциации 7, но отличается от нее более высоким значением  $Mg'$ .

После установления ассоциации для каждой из них предлагается индивидуальный порядок расчета главных породообразующих минералов. В частности, для амфиболитов ассоциации 3, в которых после образования Ap, Mt, Ti, Ab и Or оставшийся кальций должен распределяться между анортитом, роговой обманкой и диопсидом, предлагается следующее уравнение для определения количества кальция, входящего в анортит:  $X = \frac{1}{3}(Al' + Ca' - Mg')$ . После этого по остатку  $Al'$  рассчитывают роговую обманку, а затем по остатку  $Mg'$  — диопсид.

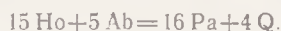
По нашему мнению, предлагаемый Т. Бартом порядок расчета излишне сложен. Сначала определяют дополнительные величины  $Ca'$ ,  $Al'$ ,  $Mg'$ , затем для определения ассоциаций при каждом расчете нужно решить не менее 2—4 приведенных выше неравенств. После чего опять по дополнительным формулам нужно определить распределение остатка  $Ca'$ ,  $Mg'$ ,  $Al'$  между главными породообразующими минералами. Этих операций, по-видимому, можно избежать, если после образования «малых» минералов (Ap, Mt, Ti, Ab, Or), предполагая, что все количество кальция, магния и алюминия должно войти в роговую обманку и анортит, приступать к непосредственному их расчету. Причем, роговую обманку надо рассчитывать по наименьшему содержанию  $Al'$ ,  $Ca'$  или  $Mg'$ , а затем по наименьшей величине остатка  $Ca'$  или  $Al'$  рассчитывать анортит. Далее, по наличию или отсутствию остатка  $Ca'$ ,  $Al'$  или  $Mg'$  определяется нормативная ассоциация, предварительно связав указанные избыточные катионы, если таковые имеются, в соответствующих минералах — диопсиде, гранате или куммингтоните. Для образования допсиды и граната (альмандин) по избыточному каль-

цию и алюминию (С) нами предлагаются соответственно следующие уравнения:



Если после образования роговой обманки, (или роговой обманки и анортита) в избытке останутся только  $\text{Ca}'$  и  $\text{Mg}'$  или  $\text{Al}'$  и  $\text{Mg}'$  или только  $\text{Mg}'$ , то следует рассчитывать соответственно диопсид, гранат или куммингтонит обычным способом по формулам: диопсид  $1/4 (\text{CaMgSi}_2\text{O}_6)$ , гранат  $1/8 (\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$  и куммингтонит  $1/15 [\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ , но прежде чем перейти к вычислению куммингтонита, необходимо остаток  $\text{Mg}'$  связать с ортоклазом в биотит по уравнению:  $5\text{Or} + 3\text{Mg}' = 8\text{Bi}$ .

При расчете нормативных составов амфиболитов, которые характеризуются недостатком кремнезема, для того чтобы сбалансировать его дефицит, Т. Барт вводит нормативный баркевикит  $1/16 [\text{Na}_2\text{CaMg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  и предлагает соответственно следующее уравнение десилицификации:  $15\text{Ho} + 10\text{Ab} = 16\text{Bk} + 5\text{An} + 4\text{O}$ . При значительном недостатке кремнезема нередко всю роговую обманку приходится переводить в полущелочной амфибол-баркевикит, в то время как такие амфиболы не характерны для амфиболитов. По нашему мнению, вместо баркевикита следует применять более характерный для амфиболитов известковый амфибол типа паргасита —  $1/16 [\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  и, соответственно, уравнение десилицификации будет:



При расчетах нормативных составов амфиболитов, характеризующихся достаточным количеством кремнезема, весь амфибол будет представлен обыкновенной роговой обманкой. Ее идеализированная формула, предложенная Т. Бартом, и соответствующая, по Ф. Р. Бойду (1961), полусумме чермакитовой и тремолитовой составляющих, имеет следующий вид:  $1/15 [\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ . Как указывал Т. Барт (Barth, 1959), состав роговой обманки на самом деле гораздо сложнее. Помимо главных элементов в ней содержатся в небольшом количестве также  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}$ . Кроме того, надо отметить, что соотношение самих главных элементов, составляющих роговую обманку, не остается постоянным. Нами было пересчитано более 30 анализов роговых обманок из амфиболитов (приведенных различными исследователями) на составляющие, выраженные через известковые амфиболы: обыкновенная роговая обманка, паргасит, эденит (Ed). Для обыкновенной роговой обманки в расчет бралась приведенная выше идеализированная формула по Т. Барту. Как показали расчеты, содержания паргаситовой, эденитовой и роговообманковой составляющих в реальных роговых обманках амфиболитов колеблются в пределах от 0 до 60%. Кроме того, как избыточные составляющие в амфиболы входят куммингтонит и жедрит  $[\text{Mg}_5\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$  от нуля до 10—12% в сумме (в одном случае до 19%). Характерно, что для роговых обманок из амфиболитов щелочноземельного типа наблюдается заметное повышение эденитовой молекулы, а для глиноземистых — паргаситовой. Для последних в роговых обманках часто наблюдается и наличие жедритовой составляющей (2—10%).

Таким образом, реальный состав роговых обманок амфиболитов гораздо сложнее ее идеализированного состава, к тому же он непостоянен. Поэтому невозможно предложить универсальную формулу роговой обманки, удовлетворяющую всем случаям.

При сопоставлении реальных составов роговых обманок с ее принятым для расчета идеализированным составом видно, что наибольшее содержание из всех элементов, входящих в реальные роговые об-

манки амфиболитов, но не учтенных ее идеализированной формулой, имеет натрий. Отсюда следует, что в нормативных составах амфиболитов, не характеризующихся недостатком кремнезема, плагиоклаз имеет более кислый состав, чем на самом деле. Порядок завышения альбитовой составляющей в плагиоклазах нормативных ассоциаций можно показать простым расчетом. Допустим, что по данным модального состава амфиболиты содержат 60% роговой обманки, в состав которой входит 60% молекулы идеализированной роговой обманки (т. е. максимальное содержание по данным 30 анализов) и 40% паргаситовой составляющей. Посмотрим, сколько в таком случае появится избыточного альбита в нормативном составе, если порода обладает достаточным количеством кремнезема и расчет роговой обманки ведется только по ее идеализированной формуле  $\frac{60 \times 40}{100 \times 3,2} = 7,5\%$ , т. е. даже при максимальном содержании в амфиболе роговообманковой составляющей, в нормативном составе амфиболитов будет фигурировать 7,5% альбита, который на самом деле входит в состав роговой обманки.

При сопоставлении нормативных составов амфиболитов с реальными это следует иметь в виду. В связи с этим здесь же отметим, что среди выделенных нами нормативных ассоциаций названия для четырех из них являются условными (Di—Ab—Ho, Ab—Ho, Ab—Gr—Ho, Ab—Ho—Gr), поскольку парагенезис альбит—роговая обманка не характерны для амфиболит-альмандиновой фации метаморфизма. Нами они названы альбитовыми для того, чтобы выделить амфиболиты, характеризующиеся повышенной щелочностью и наиболее высоким содержанием магния и железа среди группы меланократовых амфиболитов. При принятом расчете содержание нормативного альбита в этих породах колеблется от 15 до 30%. Однако в реальных породах данного петрохимического типа, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, плагиоклаз будет иметь более основной состав и значительная часть натрия будет связана в роговой обманке.

Для получения более точных совпадений необходимо изучение шлифов, чтобы иметь количественную и качественную характеристику титансодержащих минералов, плагиоклаза, данные о количестве биотита, магнетита и других минералов. Учет этих данных дает довольно хорошее совпадение нормативных и реальных составов и позволяет приближенно определять состав роговых обманок.

Ниже приводим пример расчета нормативного состава амфиболита (табл. 4).

После получения магнетита, сфена, апатита, ортоклаза и альбита обычным способом, по наименьшей величине остатка  $Al'$ ,  $Ca'$  или  $Mg'$ , рассчитываем роговую обманку (в данном случае по величине  $Al' = 7,77$ ). Затем по остатку  $Ca' = 1,98$  получаем диопсид. Остаток  $Mg'$  связываем в биотит по уравнению  $5Og + 3Mg' = 8Vi$  и получаем  $0,65Og + 0,39Mg' = 1,04Vi$ . Вычитаем из общего количества  $Og = 1,45$  величину  $Og = 0,65$ , идущую на образование биотита. Как видно из табл. 4, в результате пересчетов возникает дефицит кремнезема, равный 0,69, который можно ликвидировать по уравнению десилификации  $15Ho + 5Ab = 16Pa + 4Q$ . Пересчитав данные коэффициенты на величину  $Q = 0,69$ , получаем  $2,59Ho + 0,86Ab = 2,76Pa + 0,69Q$ . Вычитаем величины  $Ho = 2,59$  и  $Ab = 0,86$  соответственно из полученного при расчете количества роговой обманки и альбита. В результате чего получаем следующий нормативный состав амфиболитов (в %):  $Ab = 23,94$ ;  $Og = 0,80$ ;  $Ap = 0,17$ ;  $Ho = 55,69$ ;  $Pa = 2,76$ ;  $Di = 7,92$ ;  $Vi = 1,04$ ;  $Mt = 4,23$ ;  $Ti = 3,45$ . Как видно из приведенного нормативного состава, данный амфиболит является меланократовой породой (75,19% темноцветных) и относится к альбит-диопсид-роговообманковой ассоциации.



Пример расчета нормативного состава амфиболита  
(полмос-тундровская свита, Кольский полуостров)

Катионы	% содержания	Mt	Ti	Ap	Or	Ab	Ho	Di	Bi	Pa
Si	47,37		1,15		0,87	14,88	27,20	3,96		0,69
Ti	1,15		1,15	—						
Al	13,02				0,29	4,96	7,77			
Fe <sup>3+</sup>	2,82	2,82	—							
Fe <sup>2+</sup>	8,77									
Mn	0,23	1,41					15,54	1,98	0,39	—
Mg	10,32									
Ca	11,00		1,15	0,10			7,77	1,98	—	
Na	4,96					4,96				
K	0,29				0,29	—				
P	0,07			0,07	—					
Сумма	100%	4,23	3,45	0,17	1,45	24,80	58,28	7,92	1,04	2,76

Изучение шлифов показало, что данный амфиболит не содержит диопсида, а плагиоклаз в нем является более основным. Кроме того, в нем не отмечается каких-либо других минералов, связывающих избыток кальция и магния, образовавшийся после получения роговой обманки и выраженный в нормативном составе в виде диопсида. Следовательно, в данном случае этот избыток связан в роговой обманке за счет увеличения в ней содержания эденитовой составляющей. Для приближения нормативного состава к модальному в таких случаях нами предлагается следующее уравнение:

$$15 \text{ Ho} + 4 \text{ Di} + 5 \text{ Ab} = 16 \text{ Ed} + 5 \text{ An} + 3 \text{ Q.}$$

Решая его относительно Di=7,92, получим  $29,70\text{Ho} + 7,92\text{Di} + 9,90\text{Ab} = 31,68\text{Ed} + 9,90\text{An} + 5,94\text{Q}$ . Вычитая данные коэффициенты из процентного содержания соответствующих минералов, приведенного выше нормативного состава амфиболитов, получим следующий нормативный состав (в %):

Ab — 14,04	Ho — 25,99	} 60,43
An — 9,90	Pa — 2,76	
Or — 0,80	Ed — 31,68	
Q — 5,94	Bi — 1,04	
Ap — 0,17	Mt — 4,23	
	Ti — 3,45	
30,85	69,15	

Модальный состав амфиболита следующий: плагиоклаз (андезин) 29%, роговая обманка 66%, сфен 3%, магнетит 2%. Кроме того, в породе отмечен кварц, количество которого установить довольно трудно, так как плагиоклаз не сдвойникован. Биотита нет совсем. По-видимому, несколько завышенное количество магнетита в нормативном составе указывает на то, что часть трехвалентного железа должна входить в роговую обманку; туда же в виде куммингтонитовой составляющей уйдет и избыток  $\text{Mg}' = 0,39$ , связанный в биотите, в результате чего содержание роговой обманки будет на 4—5% выше, чем указано в последнем нормативном составе, и он будет близок к модальному. Приведенные рассуждения можно было бы проиллюстрировать расчетами, но ввиду небольших расхождений модального и нормативного составов в этом нет необходимости.

Выше был рассмотрен пример расчета нормативных составов амфиболитов щелочноземельного типа, для которых обязательно присутствие нормативного диопсида. Для нормативных составов амфиболитов глиноземистого и высокоглиноземистого типов, в свою очередь обязательно присутствие нормативного граната — альмандина. Но может оказаться, что ни граната, ни какого-либо другого высокоглиноземистого минерала в реальном амфиболите данного петрохимического типа не наблюдается. В таких случаях для приближения нормативов минерального состава к модальному можно воспользоваться следующими уравнениями:

$$35 \text{ Or} + 24 \text{ Gr} + 45 \text{ Ho} = 56 \text{ Bi} + 30 \text{ An} + 18 \text{ Q};$$

$$45 \text{ Ho} + 5 \text{ Ab} + 16 \text{ Gr} = 30 \text{ Ku} + 16 \text{ Pa} + 20 \text{ An};$$

$$15 \text{ Ho} + 8 \text{ Gr} + 2 \text{ Q} = 15 \text{ Ku} + 10 \text{ An}.$$

Итак, подводя итог вышеизложенному, можно сказать, что предлагаемая классификация амфиболитов, основанная на сочетании нормативного метода и метода чисел Ниггли, позволяет:

1) подразделить амфиболиты на определенные петрохимические группы — нормативные минеральные ассоциации, зафиксированные определенными значениями чисел Ниггли;

2) выделить среди амфиболитов породы, имеющие предположительно первично-осадочное происхождение — амфиболиты нормативных ассоциаций, для которых не находится химических аналогов среди изверженных пород нормального ряда, и амфиболиты с резко нарушенной ассоциацией нормативных минералов.

Для более определенного суждения об их генезисе необходимо изучение в каждом отдельном случае конкретной геологии, а также петрографических и геохимических особенностей пород. Накопление фактического материала в этом плане, а также данных по минеральному составу каждого выделенного петрохимического типа амфиболитов и составу породообразующих минералов и в первую очередь роговой обманки позволит, по-видимому, в дальнейшем подвести генетическую основу под выделенные петрохимические типы амфиболитов.

В заключение следует сказать, что предлагаемая классификация является первой попыткой детального подразделения амфиболитов по петрохимическим признакам и, естественно, требует дальнейшей доработки и обсуждений. Автору прежде всего хотелось привлечь внимание геологов к разработке классификации амфиболитов и указать на некоторые минералогические и петрохимические особенности этих пород, изучение которых поможет в какой-то мере решению сложной и важной проблемы пара- и ортоамфиболитов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бойд Ф. Р. Гидротермальные исследования амфиболов. Геохимические исследования. Сб. статей. М., изд-во ИЛ, 1961.
- Доильцина В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карелии. Ин-т геол., Петрозаводск, 1967.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., изд-во «Недра», 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химической природе полевошпатовых амфиболитов. Избр. тр. акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, т. III. М., изд-во АН СССР, 1952.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. ОНТИ, НКТП СССР, 1935.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. Петрографический словарь. М., Гостеолтехиздат, 1963.
- Немова З. И. Сборник анализов русских изверженных и метаморфических пород. Тр. Геолкома, 186, 1930.
- Петров А. Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейнах рек Чары и Токко. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1966.
- Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II, ч. 2. Метаморфические породы. М., изд-во «Недра», 1966.

Таблица для определения нормативных ассоциаций амфиболитов по числам Ниггли

№ п/п	Ассоциации	fm	alk	al:c или t	si
Голомеланократовые амфиболиты					
1	Ku	$\geq 85$			
2	Di — Ku — Ho	61—82 при fm = 61 и alk = 6 si < 110	$\leq 5-6$	$\leq 0,57$	< 100 до ~120 при si $\geq$ 120 — кварцевые разновидности
3	Di — Ho	52—60 при fm = 52—53 si < 100	$\leq 6$ при alk > 5 si $\leq$ 95	$\leq 0,56$	< 100 до ~130 при si $\approx$ 130 fm $\geq$ 56 и alk $\leq$ 2
4	Ku — Ho	61—80	$\leq 6$ при alk < 2 al:c < 0,78	$\geq 0,57 \leq 0,80$	до ~120
5	Ho	51—60 при fm = 51 si < 100 при fm = 52—53 si $\leq$ 105 при fm = 54—58 si $\leq$ 110	$\leq 5$ до 8 при alk $\leq$ 2 al:c $\leq$ 0,70 при alk = 3 al:c $\leq$ 0,75 при alk = 4 al:c $\leq$ 0,80 при alk = 5 al:c $\leq$ 0,60 $\leq$ 0,85 при alk $\geq$ 6 al:c $\leq$ 0,65 $\leq$ 0,90 si $\leq$ 95	$\geq 0,57 \geq 0,90$	до ~110
6	Ku — Gr — Ho	61—80	$\leq 4$	$\geq 0,78$	< 100 до ~120 при si > 120 — кварцевые разновидности
7	Gr — Ho	55—60 при fm = 55—57 si < 110 при fm = 58—60 si $\leq$ 120	$\leq 4$ при alk = 3 al:c > 0,75 при alk = 4 al:c > 0,80	$\geq 0,70$	$\leq 120$

8	Ho — Gr	61—80 при fm = 61—70 si < 110	< 7 при alk = 7 si < 100	t > +1	< 100' до ~ 120 при si > 120 и fm > 70 — кварцевые разновидности
---	---------	----------------------------------	-----------------------------	--------	--

Меланократовые амфиболиты

9	Di — Ab — Ho	52—61 при fm = 61 si > 110	≥ 6 при alk = 6 al:c < 0,60 при alk = 7 al:c < 0,65 при alk = 8 al:c < 0,70 при alk = 11 al:c < 0,80 } si > 100	< 0,80	≥ 96 ≤ 130 при si < 100 alk > 7
10	Di — Pl — Ho	41—53 при fm = 41 si < 110 при fm = 42—43 si < 120 при fm = 51—53 si < 100 alk ≤ 5	< 6 при alk < 3 al:c < 0,56 при alk = 4 al:c < 0,60 при alk = 5 al:c < 0,65 при alk = 6 al:c < 0,70	< 0,70	≥ 95 ≤ 130
11	Di — Olg — Ho	42—49 при fm < 43 si < 110 при fm = 44—45 si < 115 при fm = 46—49 si < 130	≥ 7 при alk = 7 al:c < 0,69 при alk = 8 al:c < 0,75 при alk = 9 al:c < 0,78 при alk = 11 al:c < 0,83 при alk = 13 al:c < 0,90	< 0,90	≥ 90 до ~ 130
12	Ab — Ho	51—58	≥ 6 при alk = 6 al:c < 0,82 при alk = 7 al:c < 0,65 0,86 при alk = 8 al:c < 0,70 0,90 при alk = 9 al:c < 0,75 0,97 при alk = 11 al:c < 0,85 1,15	≥ 0,60 < 1,20	≥ 95 до ~ 135

№ п/п	Ассоциации	fm	alk	al:c или t	si
13	P1 — Ho	41—58 при fm = 41—43 si < 110 при fm = 44—49 si < 125 при fm = 51—53 si > 105 } при fm = 54—58 si > 110 } alk = 5	< 5—6 при alk = 2 al:c < 0,72 при alk = 3 al:c < 0,76 при alk = 4 al:c < 0,60 > 0,80 при alk = 5 al:c > 0,65 > 0,83 при alk = 6 al:c > 0,75 fm < 43	0,57 — 0,88	до ~130
14	Olg — Ho	43—51 при fm = 43—45 si > 115 при fm = 46—50 si > 130	> 6 при alk = 6 al:c > 0,83 при alk = 7 al:c > 0,86 при alk = 8 al:c > 0,75 > 0,90 при alk = 9 al:c > 0,78 > 0,97 при alk = 13 al:c > 0,90 > 1,15	0,70 — 1,15	100 до ~130
15	Ab — Gr — Ho	46—61 при fm < 50 si < 120 alk > 6 при fm = 51—54 si > 100 alk > 6 при fm = 55—61 alk > 5	> 5 при alk = 5 fm > 55 при alk = 6 fm > 50 при alk = 7 al:c > 0,86 при alk = 8 al:c > 0,90 при alk = 9 al:c > 0,97 при alk = 11 al:c > 1,20	0,83	100 до ~135
16	Gr — P1 — Ho	43—60 при fm = 43—45 si > 120 при fm = 46—50 si > 130 при fm = 51—54 si > 110 alk < 6 при fm = 55—60 si > 120 alk < 5	< 6 при alk = 2 al:c < 0,72 при alk = 3 al:c < 0,76 при alk = 4 al:c < 0,80 при alk = 5 al:c < 0,83 fm < 55 при alk = 6 al:c < 0,90 fm < 51	0,70	до ~135

17	Ho — Pl — Gr	51—70 при fm = 51—54 si > 120 при fm = 55—59 si > 130 при fm = 60—70 si > 110	6	t > +1	≥ 100 до ~ 130
18	Ab — Ho — Gr	55—70 при fm < 60 si > 130	≥ 7	t > +1	≥ 100 до ~ 150
Мезократовые амфиболиты					
19	(Ho — Ca) — Di — Pl	26—41 при fm < 29 si < 100 при fm = 41 si > 110	9 при alk < 5 al : c = 0,50	≤ 0,56	часто < 100 до ~ 130
20	Ho — Di — Pl	34—47 при fm = 41—42 si > 110 при fm = 43—45 si > 120 при fm = 46—47 si > 135	≤ 7 при alk = 3 al : c = 0,65 при alk = 4 al : c = 0,70 при alk = 5 al : c = 0,75 при alk = 6—7 al : c = 0,80	> 0,57 < 0,80	> 100
21	Ho — Di — Olg	29—49 при fm = 41—42 si > 110 при fm = 43—45 si > 120 при fm = 46—49 si > 130	8 при alk = 8 al : c = 0,80 при alk = 9 al : c = 0,85 при alk = 11 al : c = 0,90 при alk = 12 al : c = 0,95 при alk = 14 al : c = 1,15	≥ 0,60 > 1,15	≥ 100 до ~ 150
22	Ho — Pl	30—49 при fm = 42—45 si > 115 } alk < 8 при fm = 46—49 si > 130 }	≤ 10 при alk = 4 al : c = 0,70 > 0,87 при alk = 5 al : c = 0,75 < 0,95 при alk = 6—7 al : c > 0,80 < 1,00 при alk = 9 al : c > 0,85 < 1,10	≥ 0,60 > 1,10	> 100 до ~ 180 кварцевые разновидности: при fm > 45 и si > 130 при fm < 44 и si > 140

№ п/п	Ассоциации	fm	alk	al:c или t	
23	Ho — Olg	26—50 при fm < 40 alk ≥ 11 при fm = 41—45 si > 120 } alk ≥ 9 при fm = 46—50 si > 130 }	≥ 9 при alk = 9 al:c < 1,08 при alk = 10 al:c < 1,15 при alk = 12 al:c < 0,90 < 1,20 при alk = 13 al:c < 1,00 < 1,30 при alk = 14 al:c < 1,15 < 1,40 при alk = 16—17 al:c < 1,40	≥ 0,85	> 100 до ~180 кварцевые разновидности: при fm ≥ 45 и si > 140 при fm < 44 и si > 150
24	Ho — Gr — Pl	31—50 при fm = 43—45 si > 120 alk < 11 при fm = 46—50 si > 130 alk ≤ 9	< 12 при alk = 4 al:c > 0,87 при alk = 5 al:c > 0,95 при alk = 7 al:c > 1,00 при alk = 9 al:c > 1,10 при alk = 12 al:c > 1,20 fm < 43	≥ 0,85	110 ~180 кварцевые разновидности: при fm ≥ 45 si > 140 при fm < 44 si > 150
25	(Ho) — Gr — Pl	36—59 при fm = 45—50 alk < 6 при fm = 51—54 si > 120 } alk ≤ 5 при fm ≥ 55 si > 130 }	10 при alk ≥ 8 fm < 43	t ≥ +1	до ~160 при fm ≥ 45 и si > 120 — кварцевые разновидности
26	Ho — Gr — Olg	43—59 при fm < 50 alk ≥ 7 при fm = 51—54 si > 120 при fm ≥ 55 si > 130	≥ 6	t ≥ +1	до ~180 fm ≥ 45 и si > 140 — кварцевые разновидности
		39—52 при fm = 43—45 si > 120 alk > 12 при fm = 46—52 si > 130 alk > 10	≥ 10 < 14 при alk = 10 al:c > 1,15 при alk = 11—12 al:c > 1,20 при alk = 13 al:c > 1,30 при alk = 14 al:c > 1,40	> 1,15	до ~180

Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Петрологические критерии расчленения и сопоставления докембрийских толщ. Проблемы изучения геол. докембрия. Л., изд-во «Наука», 1967.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий. М., изд-во «Наука», 1967.

Романович И. Ф. Зональность тальковых месторождений Урала и Сибири. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VI. М., изд-во АН СССР, 1962.

Саранчина Г. М. Об амфиболитовых и эклогитовых породах губы Кив и губы Кувокоцкой Белого моря. В кн. «Академику Д. С. Белянкину к 75-летию со дня рождения», М., 1946.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Горбачев О. В., Жук-Почекотов К. А., Розен О. М. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов. Докл. АН СССР, т. 182, вып. 4, 1968.

Тернер Ф. Дж. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., изд-во ИЛ, 1961.

Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. «Советская геология», 1956, № 51.

Хуан У. Т. Петрология. М., изд-во «Мир», 1965.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Barth T. F. W. Principles of classification and norm calculation of metamorphic rocks. J. Geol., 67, 2, 1959.

Canon R. T. Classification of amphibolites. Bull. Geol. Soc. Am., 74, 8, 1963.

Edwards A. B. Amphibolites from the Broken Hill district. J. Geol. Soc. Australia, 5, 1, 1958.



О. М. РОЗЕН, Г. Б. ГИММЕЛЬФАРБ,  
В. А. ТЕНЯКОВ

## ПЕРЕСЧЕТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

Среди широкого круга проблем осадочной геологии докембрия особое место занимают вопросы восстановления первичной природы метаморфических пород на основе изучения их химического состава (Сидоренко, 1963, 1967; Сидоренко, Лунева, 1961). При исследованиях происхождения метаморфических пород, проводимых в ВИМСе под руководством А. В. Сидоренко, были применены разнообразные способы пересчетов химических анализов и предложен метод, позволяющий предположительно восстановить компонентный состав исходной осадочной породы. В предлагаемой статье рассматриваются системы пересчетов, которые позволяют непосредственно сопоставить метаморфические породы и их вероятные осадочные аналоги в ряду карбонатных и карбонатно-глинистых отложений. Эти пересчеты позволяют получить новую информацию относительно докембрийских карбонатных отложений, что, однако, выходит за рамки данной работы.

подавляющая часть кристаллических щитов сложена гнейсами и амфиболитами (Полдерваарт, 1957), первичное происхождение которых далеко не всегда удается однозначно выяснить (Менерт, 1963; Leake, 1964). Среди этой массы горных пород карбонатные отложения (в узком смысле этого слова) играют роль генетического репера, поскольку за редкими исключениями седиментогенное происхождение слоистых мраморов не вызывает сомнений.

Принципиально по-другому рассматриваются обычно отложения смешанного силикатно-карбонатного ряда, поскольку те различия, которые столь отчетливо отделяют глинисто-кремнисто-карбонатные отложения от их скарнированных разновидностей или аналогичных им по химическому составу неметаморфизованных интрузивных пород, теряются при метаморфизме. Происхождение метаморфических силикатно-карбонатных пород требует специального исследования в каждом отдельном случае и, в общем, столь же проблематично, как и генезис гранито-гнейсов и амфиболитов. Кроме того, при определенном содержании глинистого (или кремнистого) компонента в смешанном осадке карбонатная часть может полностью «исчезнуть» при метаморфизме и тогда образуются чисто силикатные (известковые и магнезиальные) кристаллические сланцы. Дальнейшее увеличение силикатного (глинистого или кремнистого) компонента в исходном осадке приведет к появлению разнообразных и широко распространенных плагиогнейсов или кварцитов. Первичное происхождение упомянутых пород, не содержащих следов былого присутствия карбонатов, допускает еще большее количество вариантов. Таким образом, изучение генетической природы метаморфизованных карбонатных отложений может пролить свет на происхождение огромных масс кристаллических сланцев и гнейсов, не имеющих прямой, видимой связи с мраморами.

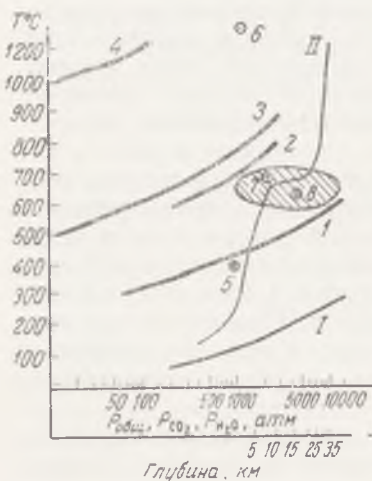
Совершенствование систем пересчетов химических анализов метаморфических пород в этом плане может служить для детализации па-

ших представлений о первичной природе вещества глубокометаморфизованных отложений, создание предпосылок для их генетической классификации, а также должно содействовать решению ряда других задач в различных аспектах исследований древнейших кристаллических комплексов. В статье сделана попытка показать на конкретных примерах те пути и методы пересчетов, которые могут быть использованы при интерпретации химических анализов метаморфических пород (пересчет на вероятный компонентный состав исходной осадочной породы) и при решении обратной задачи, когда рассматриваются анализы определенных типов осадочных пород с целью определить возможный облик и минеральный состав соответствующей метаморфической породы (пересчет на метаморфические минералы). При использовании подобных пересчетов применительно к карбонатным отложениям возникает вопрос о характере метаморфических процессов и в первую очередь о степени возможной потери углекислоты и воды. В соответствии с поставленными задачами в работе затронуты вопросы возможной потери воды и углекислоты карбонатными отложениями при региональном метаморфизме в условиях глубинных зон земной коры на основе данных по экспериментальному синтезу метаморфических минералов. Подробное рассмотрение явлений метаморфизма интересующих нас пород, так же как и всех известных систем пересчетов химических анализов метаморфических пород, выходит за рамки статьи.

Ассоциации минералов, возникающие при метаморфизме карбонатных пород, после фундаментальных исследований В. Боуэна (Bowen, 1940) достаточно хорошо известны. Так же хорошо изучены вопросы экспериментального моделирования процессов метаморфизма, поэтому здесь нет необходимости на них останавливаться. Важно лишь отметить следующее: 1) все реакции, сопровождающие метаморфизм карбонатных пород, это реакции декарбонатизации, однако величина возможной потери углекислоты остается недостаточно определенной; 2) карбонатные породы отличаются от остальных метаморфических пород тем, что безводные силикаты (диопсид) появляются в них уже в пределах эпидот-амфиболитовой фации и господствуют в амфиболитовой фации (диопсид — оливин), тогда как в большинстве пород другого состава (пелитовые породы и др.) исчезновение гидроксилсодержащих силикатов приурочено только к наиболее глубинной, гранулитовой фации.

Узловым моментом нарастающего регионального метаморфизма является появление гранитного мобилизата (Менерт, 1963). Интересно сопоставить имеющиеся данные как по синтезу гранитного расплава, так и по экспериментальному моделированию процессов декарбонатизации, протекающих при метаморфизме карбонатных пород. С этой целью составлена диаграмма (см. рисунок), на которой показаны кривые образования диопсида из доломита и кварца (кривая 1; Weeks, 1956; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), волластонита из кальцита и кварца (кривая 2; Harker, Tuttle, 1955), периклаза из магнетита (кривая 3; Harker, Tuttle, 1955) и извести из кальцита (кривая 4; Harker, Tuttle, 1955). Кривая разложения доломита с образованием периклаза и кальцита располагается несколько выше кривой 3 — разложения магнетита. На диаграмму с целью сопоставления вынесены также точки образования диопсида 5 (Metz, Winkler, 1964), плавления кальцита 6 (Wyllie, Tuttle, 1959), плавления естественного гранита в присутствии паров воды 7 (Tuttle, 1955; Менерт, 1963), выплавления гранита из глинистых пород в присутствии паров воды 8 (Winkler, 1955, 1957, 1958; Менерт, 1963). Для сравнения тонкой линией нанесены кривые температур земной коры в зависимости от глубины. Давление углекислоты в экспериментах с карбонатными породами, паров воды в экспериментах с гранитными расплавами и общие давления в земной коре нанесены на одной шкале в одном масштабе. Давление  $\text{CO}_2$  при тем-

пературе 600°С во время реакции декarbonатизации для образования диопсида должно составить около 10 000 атм, волластонита — около 500 атм, периклаза — менее 50 атм. Кальцит в этих условиях остается стабильным. Образование гранитного расплава идет приблизительно при такой же температуре и требует давлений паров воды примерно от 6000 до 2000 атм. При тех же значениях температуры и общего давления идут процессы гранитизации в земной коре.



Соотношение главных реакций декarbonатизации и возникновения гранитного расплава в зависимости от температуры и давления в глубинных зонах земной коры

Кривые декarbonатизации: 1 — образование диопсида по реакции:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{SiO}_2 = \text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2 + \text{CO}_2$ ; 2 — образование волластонита:  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ ; 3 — образование периклаза:  $\text{MgCO}_3 = \text{MgO} + \text{CO}_2$ ; 4 — образование известки:  $\text{CaCO}_3 = \text{CaO} + \text{CO}_2$ ; экспериментальные данные по синтезу минералов и пород: 5 — диопсид, 6 — плавление кальцита в присутствии паров воды, 7 — плавление естественного гранита в присутствии паров воды, 8 — выплавление гранитного расплава из глинистых пород.

I—II — кривые температуры земной коры в зависимости от глубины (по В. В. Белоусову, 1966): I — минимальная («платформенная»), II — в эпоху регионального метаморфизма и гранитизации. Заштрихована область термодинамических условий гранитизации.

одинаково. Это позволяет нам высказать предположение о том, что для рассматриваемых условий общее гидростатическое давление горных пород близко к давлению флюида, который в карбонатных породах представлен главным образом углекислотой, а в пелитовых и аркозовых отложениях, преобразующихся в гранитоиды, — главным образом парами воды.

Этот вывод позволяет предполагать, что в карбонатных толщах при региональном метаморфизме давление  $\text{CO}_2$  близко к общему давлению, что должно определять и ограничивать степень декarbonатизации. Последняя, очевидно, будет определяться ассоциациями минералов, возникающих при взаимодействии силикатной и карбонатной составляющих исходного осадка.

Следует добавить, что минералы, которые принято считать результатом контактового метаморфизма (в данном случае волластонит и периклаз), в кремнисто-карбонатных породах не образуются в условиях

Термодинамические условия образования диопсида в карбонатных породах обозначают (в общем) верхнюю границу амфиболитовой фации метаморфизма, поэтому при более высоких температурах (выше кривой диопсида на рисунке) должны располагаться амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма (в интервале соответствующих давлений, т. е. приблизительно более 2000 атм). В этих условиях происходит массовое гранитообразование в слоистых толщах (Менерт, 1963; Белоусов, 1966).

Рассмотрение приведенных данных показывает, что на диаграмме область амфиболитовой и гранулитовой фаций, предполагаемая по данным синтеза минералов метаморфизованных карбонатных пород и нанесенная в координатах  $P_{\text{CO}_2} - T$ , совпадает как с областью экспериментального выплавления гранита в координатах  $P_{\text{H}_2\text{O}} - T$ , так и с областью условий гранитизации в геосинклинальных зонах, рассматриваемой в координатах  $P_{\text{общ}} - T$ . Действительно, на кривых, построенных для карбонатных пород, использованы давления  $\text{CO}_2$ , для гранитоидов —  $\text{H}_2\text{O}$ , а положение области гранитизации определялось на основании общего (гидростатического) давления горных пород в земной коре. Во всех трех случаях положение амфиболитовой и гранулитовой фаций и области гранитообразования определяется на предложенной диаграмме

гранитизации, поскольку для их образования слишком велико давление или низка температура. Их появление ограничивает область процессов гранитизации сверху, т. е. они возникают при давлениях, значительно более низких, чем типичные для зон амфиболитовой и гранулитовой фаций (при соответствующих температурах). То же самое относится и к чистому доломиту, кривая разложения которого проходит параллельно подобной кривой магнезита несколько выше ее. Широкое поле между кривыми разложения магнезита и кальцита находится далеко за пределами области амфиболитовой фации, так же как и точка плавления кальцита. Поэтому следует полагать, что лишенные силикатов карбонатные отложения не должны испытывать при региональном метаморфизме никаких изменений, кроме перекристаллизации.

Таким образом, для условий регионального метаморфизма следует принять наиболее вероятным, что реакция декарбонатизации протекает только в смешанных (глинисто- и кремнисто-карбонатных) отложениях и степень декарбонатизации прямо зависит от количества реакционноспособной силикатной составляющей. Кальцит и кварц не могут вступить в реакцию при этих термодинамических условиях, на что было указано более тридцати лет назад Д. С. Коржинским (1936) при изучении докембрия Алданского щита. Степень декарбонатизации будет тем меньше, чем меньше в исходной породе реакционноспособных силикатов, и декарбонатизация практически отсутствует при региональном метаморфизме совершенно чистых известняков и доломитов.

Поскольку существуют основания полагать, что давление флюида при метаморфизме в общем случае близко к общему гидростатическому давлению столба горных пород, открывается возможность рассмотреть в самых общих чертах особенности образования гидроксилсодержащих силикатов в карбонатных породах. Выше было отмечено, что эти породы в процессе прогрессивного метаморфизма отличаются необычно ранним появлением безводных силикатов (диопсида, оливина и пр.). Это связано, по-видимому, с исходным содержанием воды в породе. Действительно, в ряду осадочных пород известняки характеризуются наименьшим содержанием воды (0,7%), тогда как для песчаников это содержание составляет 1,6%, для глинистых сланцев 5%, для глин 5—9% (Pettijohn, 1949; Файф и др., 1962). В условиях амфиболитовой фации, когда все другие типы пород образуют гидроксилсодержащие силикаты, возникновение последних в смешанных глинисто-карбонатных породах возможно в общем случае только в той мере, в какой это допускается содержанием воды в глинистой примеси исходной породы.

Приведенные соображения о поведении воды и углекислоты при метаморфизме основаны на наиболее широких представлениях о процессах метаморфизма, охватывающих глубинные зоны земной коры в целом. Поэтому должно быть очевидным, что подобные выводы справедливы лишь в самом общем виде, как по различным другим косвенным данным это предполагалось ранее (Файф и др., 1962). Правомерность этих выводов для конкретных регионов и толщ требует специального исследования в каждом отдельном случае и будет определяться совокупностью тектонических и термодинамических условий данного блока земной коры. Однако для рассмотрения наиболее общих особенностей метаморфизма карбонатных пород в целом приведенные выше выводы имеют весьма существенное значение. Они позволяют теоретически рассмотреть возможные минеральные преобразования при метаморфизме интересующих нас отложений с целью интерпретации данных химических анализов.

Восстановление состава и условий образования первичных осадочных пород по химическому составу метаморфических пород является одним из главных методов осадочной геологии докембрия (Сидоренко,

1963). Наиболее общим способом подобной интерпретации химических анализов являются их пересчеты. В данной работе предлагаются два пути теоретических пересчетов анализов карбонатных отложений: первый — пересчет анализа метаморфической породы на возможный компонентный состав исходного осадка и второй — пересчет анализа осадочных пород на минералы соответствующих метаморфических фаций с целью определения вероятных ассоциаций минералов и сравнения таких ассоциаций с наблюдаемыми парагенезисами метаморфических пород. Следует отметить, что ни тот, ни другой методы практически не были до сих пор использованы.

Попытки пересчета анализов метаморфических пород на вероятные исходные компоненты осадочной породы немногочисленны и полученные результаты (Birchart, 1963; Роненсон, 1961) имеют приблизительный характер, поскольку они не позволяют обратного пересчета для той же породы. Например, если взять химические анализы каждого из компонентов, вошедших в подсчет, и суммировать их, то исходный состав метаморфической породы не может быть получен. Основным препятствием к точному пересчету являются непостоянство и широкие вариации состава глинистых минералов. Непреодолимую трудность в случае пересчета анализа на минералы осадочных пород вызывает расчет щелочей, поскольку их содержания не находятся в строгой зависимости от параметров решетки и химических составов глинистых минералов («обменные катионы»). Другие компоненты осадка (карбонатные, обломочные и т. п.) легко могут быть рассчитаны, поскольку для них с достаточной степенью точности известны теоретические составы минералов. Поэтому на данном этапе целесообразно ограничиться только рассмотрением смесей, состоящих из глин и карбонатов. О. М. Розеном в 1966 г. был предложен метод литохимических пересчетов, в котором вместо глинистых минералов использованы реальные типы глин с присущими им содержаниями щелочей — калия и натрия. Расчет ведется по содержаниям главных окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), приведенным к 100%. Основная часть расчета находится в соответствии с принятой в литологии (Флоренский и др., 1964) и состоит в вычислении весовых процентов компонентов теоретически точного состава (кальцит, доломит и т. п.). После этого расчета в полученные процентные соотношения компонентов вводится поправка на присущее этим компонентам содержание воды и углекислоты. Предложенный литохимический метод пересчета химических анализов позволяет вести вычисление методом подбора оптимальных соотношений компонентов с любой необходимой степенью точности. Однако во избежание лишней затраты времени, а также учитывая переменный состав глинистых минералов, целесообразно ограничиться математической точностью расчета, близкой к точности химического анализа, т. е. примерно  $\pm 10\%$  (относительных) для каждого из главных окислов, перечисленных выше. В результате пересчета, после введения поправки за потерю летучих компонентов ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ) при метаморфизме, определяется соотношение компонентов вероятной исходной осадочной породы (в весовых процентах) и соответствующие этим соотношениям содержания окислов, которые сравниваются с исходными для контроля.

Осуществление таких пересчетов показывает, что далеко не все кристаллические сланцы, обычно предполагаемые седиментогенными, возможно пересчитать на компоненты исходного осадка с указанной степенью точности. Оказывается, что для многих пород содержание некоторых элементов (натрия и др.) выходит за пределы возможного расчета, т. е. превышает те содержания, которые приняты для исходных компонентов. Это может объясняться либо примесью других неучтенных компонентов, возможно присутствовавших в осадке (например, галлоидов, вулканического материала), либо недостаточностью имеющихся

аналитических данных об исходных компонентах — при кажущейся точности соотношений этих элементов с другими (алюминий, кремнезем) в тех компонентах осадка, которые приняты за исходные. В общем случае это может быть скорее всего объяснено миграцией элементов при метаморфизме. Такая миграция элементов требует специальных объяснений в каждом отдельном случае. В целом же литохимический метод пересчета позволяет доказать, могла ли данная порода образоваться при изохимическом метаморфизме осадка или же такая возможность отсутствует. Естественно, что вычисление компонентного состава вероятной первичной осадочной породы позволяет приблизиться к пониманию условий осадконакопления и открывает возможность как сопоставления кристаллических сланцев по исходным составам между собой, так и составления классификаций метаморфических пород, основанных на подразделениях, принятых в литологии.

В качестве примера нами пересчитаны на возможный исходный состав осадка следующие типы метаморфизованных карбонатных пород: мраморы, кальцифиры, диопсидовые и плагиоклазовые кристаллические сланцы (табл. 1, 2). Состав предполагаемых исходных компонентов осадка приведен в табл. 3 и 4. Пересчет позволяет предположить,

Таблица 1

**Вероятный компонентный состав осадочных отложений для метаморфизованных первично-карбонатных и карбонатно-глинистых пород**

№ п/п	Породы	Предполагаемые компоненты осадочного аналога, вес. %								Вероятный осадочный аналог
		Монтмориллонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидролюди-стах глина	Сидерит	Магнезит	Доломит	Кальцит	Кремнезем	
1	Мрамор. Алданский щит (Семененко, 1963)	—	2,09	5,93	2,44	—	2,07	83,61	3,86	Глинистый известняк
2	Доломитовый кальцифир. Алданский щит (Салье и др., 1966)	—	0,94	1,18	2,22	—	61,08	27,29	7,29	Известковый доломит
3	Кальцифир (среднее из 6 анализов). Кокчетавский массив (Розен, 1966)	—	3,51	11,69	0,92	—	10,10	73,78	—	Глинистый доломитовый известняк
4	Магнезиальный кальцифир (среднее из 7 анализов). Кокчетавский массив (Розен, 1966)	—	7,93	1,88	4,53	—	52,03	12,58	21,05	Глинистый известковый доломит
5	Плагиоклаз-андрадитовый кристаллический сланец. Анабарский массив (Лутц, 1964)	10,30	45,73	2,33	10,16	—	—	28,65	2,83	Железистый мергель
6	Гранат-роговообманково-пироксен-скаполитовый гнейс. Гана (Kporing, Kennedy, 1958)	48,73	17,47	—	16,94	—	12,64	4,22	—	Железистый мергель
7	Амфибол-пироксен-плагиоклазовый сланец. Алданский щит (Судовиков, Михайлов, Другова, Крылова, 1962)	46,27	—	—	15,54	5,08	15,86	—	17,25	Железистый доломитовый мергель
8	Плагиоклаз-диопсидовая порода (среднее из 14 анализов). Кокчетавский массив (Розен, 1966)	13,23	7,63	14,41	7,63	—	15,30	15,34	26,46	Железистый известково-доломитовый мергель

## Химические анализы метаморфизованных пород, использованные для расчета компонентного состава вероятных осадочных аналогов

Компо- ненты	1		2		3		4	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	8,01	12,96	6,07	10,21	17,45	25,25	21,98	29,27
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,02	—	0,22	—	0,30	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	2,44 (+0,087)	0,35	0,59 (+0,19)	3,66	5,30 (-0,22)	3,04	4,05 (-0,06)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	—	1,28	—	0,92	—	1,61	—
FeO	1,95	3,48	—	1,85	1,56	2,39	1,26	3,61
MnO	0,07	—	0,06	—	0,06	—	0,07	—
MgO	0,98	1,59	17,00	28,57	3,78	5,47	17,14	22,83
CaO	48,46	78,39	34,92	58,69	41,86	60,59	30,03	40,00
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,61 (-0,53)	0,02	0,03 (-0,01)	0,08	0,12	0,05	0,07 (-0,01)
K <sub>2</sub> O	0,33	0,53	0,04	0,06 (+0,09)	0,61	0,88	0,13	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	—	—	—	0,61	—	0,10	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>3</sub>	0,19	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	29,18 <sub>4</sub>	—	24,54	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,18	—	0,16	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	1,44	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	37,11	—	38,94	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	—	100,30	—	99,99	—	100,22	—

Компо- ненты	5		6		7		8	
	а	б	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	39,40	40,35	42,12	43,22	49,84	51,18	51,33	52,98
TiO <sub>2</sub>	0,15	—	0,89	—	0,94	—	0,75	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,96	26,58	18,95	19,45	10,12	10,39	9,67	9,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,63	—	4,36	—	9,24	—	0,87	—
FeO	2,17	10,16	9,50	14,83	4,01	12,69	6,81	7,85
MnO	0,05	—	0,20	—	0,28	—	0,30	—
MgO	0,67	0,69 (+0,22)	7,63	7,83	11,99	12,31	7,62	7,86
CaO	12,18	21,69	11,26	11,55	9,81	10,07	19,24	19,86
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,35 (+0,22)	2,76	2,83 (-1,27)	2,54	2,61 (-1,27)	0,54	0,56 (+0,01)
K <sub>2</sub> O	0,18	0,18 (+0,39)	0,28	0,29 (+0,09)	0,73	0,75 (-0,69)	0,88	0,91 (+0,05)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,09	—	0,08	—	0,15	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,07	—	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	0,86	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	0,04	—	1,50	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	—	0,84	—	0,20	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,02	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,53	—	99,76	—	99,89	—	99,66	—

Примечания: 1) 1—8 — номера метаморфических пород по табл. 1; 2) а — исходный анализ; б — исходный анализ без второстепенных и летучих компонентов; все железо пересчитано на закисное. В скобках указаны расхождения с вычисленным составом осадочных аналогов (см. табл. 1).

что образование большей части подобных пород было возможно за счет изохимического метаморфизма обыкновенных глинистых и кремнистых карбонатных пород ряда глина — карбонат с той или иной примесью железистого или кремнистого компонента. Полученное соотношение компонентов позволяет выделить среди предполагаемых исходных пород известняки, доломиты, мергели и их разновидности.

Состав глин, использованных при пересчетах

Компоненты	Глина								
	монтмориллонитовая			каолинитовая			гидрослюдистая		
	а	б	в	а	б	в	а	б	в
SiO <sub>2</sub>	60,81	61,86	66,30	43,56	44,42	50,57	51,83	52,85	56,98
TiO <sub>2</sub>	0,23	—	—	1,74	—	—	1,07	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,77	20,11	21,56	38,18	38,93	44,33	20,11	20,50	22,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,61	—	—	2,09	—	—	6,92	—	—
FeO	0,39	3,75	4,02	—	1,94	2,21	3,25	9,63	10,39
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	3,60	3,66	3,92	0,53	0,54	0,62	2,84	2,90	3,12
CaO	1,17	1,19	1,28	0,99	1,01	1,15	0,87	0,89	0,96
Na <sub>2</sub> O	2,56	2,60	2,79	0,33	0,34	0,38	0,70	0,71	0,77
K <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,13	0,64	0,65	0,74	5,16	5,26	5,67
SO <sub>3</sub>	0,65	—	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	6,59	6,71	—	11,94	12,17	—	7,12	7,26	—
Сумма	99,50	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: а — состав глинистой фракции по М. Ф. Викуловой (1958); б — то же, без второстепенных компонентов (TiO<sub>2</sub>; MnO; SO<sub>3</sub>): все железо пересчитано на закисное, сумма приведена к 100%; в — то же, без летучих компонентов (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>).

Таблица 4

Состав карбонатов, использованный при пересчетах

Компоненты	Карбонаты								
	Сидерит		Магнезит		Доломит		Кальцит		
	а	б	а	б	а	б	а	б	
FeO	62,03	100,00	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	47,82	100,00	21,70	41,65	—	—	—
CaO	—	—	—	—	30,40	58,35	56,00	100,00	—
CO <sub>2</sub>	37,97	—	52,18	—	47,90	—	44,00	—	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: а — теоретический состав; б — то же, без CO<sub>2</sub>.

Пересчеты обратного типа, когда по химическому составу неметаморфизованной породы вычисляется вероятный минеральный состав метаморфического аналога, представляют не меньший интерес. Пересчеты в данном случае позволяют выделить среди бесконечного разнообразия кристаллических сланцев те их типы, которые могли возникнуть за счет метаморфизма общеизвестных конкретных осадочных пород. Эффективность этого метода определяется в данном случае также тем, что классификация пород ряда глина — карбонат разработана весьма подробно, а это позволяет использовать при пересчете многочисленные тонкие градации в исходных химических составах.

Для проведения пересчета рассматриваемого типа теоретические компонентные составы типичных разновидностей осадочного ряда глина — карбонат были пересчитаны на весовые проценты главных окислов и затем по содержанию этих окислов (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) был вычислен минеральный состав вероятной метаморфической породы для условий амфиболитовой фации метаморфизма по методу П. Ниггли (Четвериков, 1956) с упрощениями Т. Барта



(Barth, 1959). Вычисление минерального состава основывалось на тех положениях, которые рассмотрены выше: 1) содержание летучих компонентов должно уменьшаться в той мере, в какой это возможно, исходя из количества реакционноспособной силикатной части; 2) парагенезисы минералов карбонатных пород в амфиболитовой фации являются существенно безводными.

В основу расчета положены главные типы глинисто-карбонатных пород (табл. 5). При выборе объектов расчета было принято во внимание, что чистые карбонаты стабильны при региональном метаморфизме, а чистые глины не являются объектом данного исследования.

Таблица 5

Соотношение компонентов в основных типах глинисто-карбонатных отложений, по С. Г. Вишнякову  
(Хворова, 1957)

Порода	Состав, %		Порода	Состав, %	
	Известняк	Глина		Доломит	Глина
Глинистый известняк	85	15	Глинистый доломит	85	15
Мергель	50	50	Доломитовый мергель	50	50
Известковая глина	15	85	Доломитовая глина	15	85

Для расчета глинистой составляющей использованы данные М. Ф. Викуловой (1958), которые позволяют рассмотреть полные силикатные анализы главных минералогических типов глин: монтмориллонитовой, каолинитовой и гидрослюдистой. Исходные данные приведены в табл. 3 и 4. Для того чтобы учесть возможные вариации, необходимо для каждого из указанных типов пород рассчитать состав трех разновидностей в зависимости от того или иного состава возможного глинистого компонента. Вычисленный минеральный состав предполагаемой метаморфической породы, содержания главных окислов и вероятные потери летучих компонентов при метаморфизме приведены в табл. 6, 7. Полученные данные показывают, что, независимо от пути расчета, для глинистых известняков и доломитов при региональном метаморфизме сохраняется 70—85% карбонатной составляющей с образованием диопсидовых кальцифиров по известнякам и оливин-диопсидовых по доломитам.

Мергели также отчетливо обособляются от других пород, несмотря на метаморфизм. Образуются диопсид-плаггиоклазовые и слюдяные кальцифиры в известковом ряду и шпинель-оливин-плаггиоклазовые и слюдяные кальцифиры в доломитовом. Заметна существенная разница в рядах известняка и доломита: доля карбонатной составляющей для метаморфизованного кальцитового мергеля составляет 40—50%, для доломитового она заметно меньше — 20—30%. Эта разница объясняется устойчивостью ассоциаций кальцита и кварца в известковом ряду при региональном метаморфизме и высокой реакционной способностью силикатной составляющей в присутствии карбонатов магния, приводящей к образованию оливина, диопсида, биотита и пр.

Карбонатные глины полностью теряют углекислоту; в известковом ряду при метаморфизме образуются диопсид-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы (содержание плаггиоклаза 40—50%, диопсида 15—20%), причем обособляются каолинистые известковые глины, в которых недостаточно магнезии для образования диопсида, а избыток глинозема реализуется в виде граната, силлиманита и пр. с образованием широко распространенных гранат-силлиманит-плаггиоклазовых

Теоретический химический состав главных типов пород ряда известняк — глина и нормативный минеральный состав вероятных метаморфических аналогов\*

Окислы и минералы	Глинистый известняк			Мергель			Известковая глина		
	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидрослюди- стая глина	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидрослюди- стая глина	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидрослюди- стая глина
SiO <sub>2</sub>	9,48*	6,95	8,08	33,70	25,56	28,18	59,69	45,46	51,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	6,08	3,24	10,95	22,41	10,93	19,40	39,84	19,97
FeO	0,61	0,30	1,47	2,05	1,12	5,13	3,62	1,99	9,39
MgO	0,51	0,08	0,45	1,99	0,31	1,55	3,53	0,55	2,83
CaO	48,93	49,74	48,64	31,16	32,80	30,35	10,68	11,15	10,50
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,05	0,11	1,42	0,20	0,38	2,52	0,35	0,69
K <sub>2</sub> O	0,02	0,10	0,81	0,06	0,37	2,80	0,11	0,66	5,12
CO <sub>2</sub>	36,95	36,78	37,30	18,67	17,23	20,67	0,45	0	0
Альбит	3,16**	0,51	1,06	12,13	1,54	3,10	22,11	3,57	6,47
Анортит	3,87	13,02	4,93	22,31	51,53	18,92	27,93	54,86	33,36
Ортоклаз	—	0,45	3,68	—	1,16	6,41	—	2,47	30,78
Биотит	0,41	0,10	1,53	0,43	0,34	15,61	1,05	1,96	—
Диопсид	1,91	—	—	10,00	—	—	17,90	—	15,58
Шпинель	—	1,00	—	—	3,16	—	8,33	—	—
Магнетит	0,42	—	1,04	1,51	—	—	—	—	5,32
Кальцит	85,55	84,92	86,35	45,14	41,77	50,08	1,15	—	—
Кварц	2,68	—	1,41	8,47	—	5,88	21,63	—	2,95
Альмандин	—	—	—	—	—	—	—	4,07	5,54
Силлиманит	—	—	—	—	—	—	—	21,55	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	11,52	—
Весовые проценты по- тери летучих компо- нентов при метамор- физме	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	1,01	1,82	1,08	3,35	6,09	3,63	5,70	10,34	6,17
CO <sub>2</sub>	1,30	2,09	0,80	4,86	7,03	2,62	6,20	6,60	6,60

\* Молекулярные проценты, сумма приведена к 100%.

\*\* Весовые проценты, сумма приведена к 100%.

гнейсов. Для пород типа доломитовых глин оказывается, что все исходные разновидности переходят в силлиманит-гранат-пироксен-плагиоклазовые гнейсы и слюдяные гнейсы. Существенно слюдяные кальцифиры и гнейсы возникают при метаморфизме пород, содержащих большие количества калия, в данном случае это характерно для тех разновидностей, в которых предполагалось присутствие гидрослюдистой глины.

Из представленных результатов пересчета можно сделать вывод, что относительное уменьшение объема карбонатных пород при глубоком метаморфизме (так называемое «таяние известняков») не должно быть значительным, причем максимум потери углекислоты падает на доломитовые мергели и в весовых процентах от исходной породы не превышает 11—15, составляя для собственно мергелей 3—7, для глинистых известняков 1—2, для доломитов 4—5, для известковых глин 7. Потери воды при метаморфизме прямо соответствуют тому ее количеству, которое содержалось в исходных глинах.

В свете изложенного было бы чрезвычайно интересно рассмотреть многие регионально-метаморфизованные комплексы и отдельные типы пород, поскольку полученные результаты пересчета позволяют подойти с новых позиций к происхождению ряда общеизвестных и широко распространенных метаморфических пород. Однако подобная задача выходит далеко за рамки этой статьи.

Теоретический химический состав главных типов пород ряда доломит — глина и нормативный минеральный состав вероятных метаморфических аналогов

Оксиды и минералы	Глинистый доломит			Доломитовый мергель			Доломитовая глина		
	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидросло- истая глина	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидросло- истая глина	Монтморил- лонитовая глина	Каолинитовая глина	Гидросло- истая глина
SiO <sub>2</sub>	9,78*	7,09	8,47	37,32	27,82	31,02	60,36	45,78	51,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,18	6,21	3,29	12,12	24,39	12,04	19,62	40,12	20,10
FeO	0,63	0,31	1,54	2,27	1,22	5,65	3,66	2,00	9,45
MgO	20,01	19,71	20,18	15,30	13,93	14,44	7,31	4,51	6,61
CaO	27,50	27,64	27,74	19,06	19,67	18,38	6,39	6,57	6,14
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,05	0,12	1,57	0,21	0,42	2,54	0,35	0,69
K <sub>2</sub> O	0,02	0,11	0,84	0,07	0,40	3,09	0,11	0,67	5,16
CO <sub>2</sub>	38,45	38,88	37,82	12,29	12,35	14,96	0	0	0
Альбит	2,99**	0,52	1,01	13,08	1,63	2,68	22,07	3,32	6,41
Анортит	5,64	10,27	4,83	23,95	54,08	20,18	31,26	12,29	30,55
Ортоклаз									15,35
Биотит	0,42	0,84	7,30	0,48	3,09	27,61	0,97	5,85	24,33
Диопсид	5,79	—	—	22,21	—	—	—	15,52	
Оливин	1,85	2,39	4,14	9,91	—	10,38	14,41		
Шпинель		2,26	—	—	3,28				
Магнетит	0,40	0,20	1,06	1,61	0,83	4,06			3,78
Доломит	82,91	81,93	73,21	28,76	28,85	18,70			
Кальцит		1,59	8,45			16,39			
Магнезит					8,24				
Кварц							20,41	5,21	10,11
Альмандин							7,41	4,05	9,47
Силлиманит							3,47	53,76	
Весовые проценты по- тери летучих компо- нентов при метамор- физме									
H <sub>2</sub> O	1,01	1,82	1,08	3,35	6,09	3,63	5,70	10,34	6,17
CO <sub>2</sub>	4,30	4,15	5,30	13,76	14,09	11,21	7,18	7,18	7,18

\* Молекулярные проценты, сумма приведена к 100%.

\*\* Весовые проценты, сумма приведена к 100%.

Произведенные пересчеты основаны на результатах экспериментальных исследований метаморфизма карбонатных и глинистых пород и на главных положениях теорий регионального метаморфизма и, очевидно, непосредственно применимы лишь к рассмотрению наиболее общих особенностей происхождения крупных, регионально распространенных кристаллических комплексов в целом. Естественно, что их применение к каждому конкретному объекту требует тщательного дополнительного анализа всей совокупности явлений метаморфизма в данном регионе. В этой связи особого внимания требуют выявление и изучение факторов, которые вызывают миграцию таких химических элементов, как кремний, алюминий, железо и др., с тем, чтобы при интерпретации химических анализов учесть влияние изменений химического состава во время метаморфизма горной породы или исключить подобные случаи из рассмотрения. Дальнейшие исследования в этом направлении позволят, вероятно, уточнить степень применимости изложенных методов пересчета к различным задачам, связанным с изучением первичной природы глубокометаморфизованных комплексов.

Приведенные два типа расчетов являются попыткой подойти к использованию данных по составу реальных осадочных пород в интерпретации химико-минералогических особенностей метаморфизованных

карбонатных пород. Выявление состава исходных компонентов метаморфизованных карбонатных пород позволяет конкретизировать химико-минералогические аспекты литологических исследований докембрия. Результаты литохимических пересчетов, позволяющие восстановить исходный компонентный состав осадка, должны составить основу для применения геохимических и других методов изучения условий седиментации в докембрии. Пересчеты анализов известных в литологии типов осадочных глинисто-карбонатных отложений показывают, что существуют объективные предпосылки для разработки классификации регионально-метаморфизованных карбонатных отложений на генетической основе, так же как и для суждения о вероятной распространенности глинисто-карбонатных отложений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Ф. Теоретическая петрология. М., изд-во ИЛ, 1956.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.
- Викулова М. Ф. Глинистые породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2, 1958.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, М.—Л., вып. 71, 1936.
- Полдерварт А. Химия земной коры. В кн. «Земная кора». М., изд-во ИЛ, 1957.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., изд-во ИЛ, 1963.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Роненсон Б. М. Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрывов в толщах кристаллических сланцев. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVI, вып. 1, 1961.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. «Советская геология», 1963, № 4.
- Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.
- Сидоренко А. В., Лунова О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., изд-во АН СССР, 1961.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во ИЛ, 1962.
- Флоренский В. П., Бальшина Б. В., Лопаков А. М. Пересчет химических анализов осадочных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Хворова И. В. Особенности изучения карбонатных пород. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Bowen N. L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *J. Geol.*, 48, 1940, p. 225—274.
- Barth T. F. W. Principles of classification and calculation of metamorphic rocks. *J. Geol.*, vol. 67, No 2, 1959.
- Burchart J. O. *występowaniu skał wapienno-krzemianowych wśród amfibolitów tatrzańskich*. «Arch. mineralog.», vol. 24, No 24, 1963.
- Harker R. J., Tuttle O. F. Studies in the system CaO—MgO—CO<sub>2</sub>. Part. I. *Am. Journ. Sci.*, 253, 1955, p. 209—224.
- Leake B. E. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrology*, 5, 1964, p. 2.
- Metz P., Winkler H. G. F. Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz. *Naturwissenschaften*, 51, N 19, 1964.
- Pettijohn F. J. *Sedimentary Rocks*, Harper and Brothers. New York, 1949.
- Tuttle O. F. L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O—Sci. de la Terre, Nancy, 1955.
- Weeks W. F. A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks. *J. Geol.*, vol. 64, no 3, 1956.
- Winkler H. G. F. Hydrothermale Metamorphose von Tonen. I. *Naturwissenschaften*, H. 16, Jg. 42, 1955.
- Winkler H. G. F. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. № 1, Hydrothermale Metamorphose karbonatreier Tone. *Geoch. cosmochim. Acta*, 1957.
- Winkler H. G. F. Experimentell gebildete anatektische Schmelzen granitischer Zusammensetzung. *Fortschr. Miner.*, 36, 1958.
- Wyllie P., Tuttle O. F. Melting of calcite in the presence of water. *Amer. mineralogist*, 44, No 3—4, 1959.

## НЕКОТОРЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ, ВМЕЩАЮЩИХ ВЕРХНЕПОНОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Верхнепонойские щелочные граниты изучались нами с целью выяснения их генезиса (Сидоренко, Ожогин, 1968). При расшифровке структуры этих гранитов, определении их положения среди метаморфических толщ, сравнительного изучения химических составов и акцессорных минералов щелочных гранитов и вмещающих их пород получены некоторые данные, позволяющие с определенной степенью достоверности реконструировать первичный осадочный разрез метаморфических толщ. Ввиду актуальности проблемы литологического познания докембрия эти данные представляют самостоятельный интерес (Сидоренко, 1963).

На исследованной нами территории площадью около 500 км<sup>2</sup>, расположенной в районе пос. Чальмны-Варрэ, наблюдались фрагменты складчатых структур, сложенных толщами метаморфизованных осадочных пород, перемежающихся с пластообразными телами щелочных гранитов, либо вырисованные реликтовой структурой гнейсов в щелочных гранитах (Сидоренко, Ожогин, 1968).

Наиболее подробно разрез метаморфизованных осадочных пород района исследований изучен на двух участках детальных работ. Первый участок расположен к югу от пос. Чальмны-Варрэ, второй находится в 10 км к юго-востоку от первого, на водоразделе рек Поноя и Стрельны.

Участок 1. В пределах участка (рис. 1) вершины наиболее высоких возвышенностей (горы Большая и Малая Колокольные) сложены высокоглиноземистыми сланцами, преимущественно кианитовыми. В нижней части разреза толщи высокоглиноземистых сланцев кианитовые сланцы перемежаются с отдельными пластами кианит-ставролитовых и слюдяно-плагиоклазовых со ставролитом сланцев. Мощность таких пластов не превышает первых метров; границы пластов большей частью прямолинейные, переход от одной разности к другой фиксируется сменой минералов в порфиробластах. Общая мощность толщи высокоглиноземистых сланцев составляет не менее 50 м. Толщу высокоглиноземистых сланцев подстилает горизонт гранат-мусковитовых сланцев. Его выходы установлены в обнажениях по линии разреза I—I на восточном и западном склонах горы Большая Колокольная, а также на ее северном склоне (см. рис. 1). Мощность горизонта примерно 1 м. Контакт гранат-мусковитовых сланцев с высокоглиноземистыми оказался задернованным. С нижележащими гранат-биотитовыми гнейсами контакт нечеткий, смена пород происходит в интервале 10—15 см. Выходы гранат-биотитовых гнейсов наблюдались на склонах гор Большая и Малая Колокольная, на седловине между ними у их подножия; они также прослеживаются в виде полосы субмеридионального простираения в депрессиях возвышенностей, сложенных щелочными гранитами, и на островах среди заболоченной равнины. В структурном отношении описы-

ваемый участок приурочен к западному крылу крупной кольцевой структуры, которая в пределах данного участка имеет субмеридиональное направление, осложнена брахисинклинальными складками. Эти брахисинклинальные складки вытянуты согласно с общим направлением кольцевой структуры, в их ядрах обнажаются высокоглиноземистые сланцы.

Участок 2. Так же как и на предыдущем участке, вершины наиболее высоких возвышенностей сложены полого залегающей толщей высокоглиноземистых сланцев, представленных в основном кианит-ставролитовыми разностями (рис. 2). Под толщей высокоглиноземистых сланцев залегают слюдяно-кварцевые сланцы, прослеживающиеся широкой полосой почти через весь участок. Мощность толщи достигает 70—80 м у восточной границы участка и значительно уменьшается по направлению к западной. Контакты толщи с высокоглиноземистыми сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами четко прослеживаются по элювию. По вещественному составу и положению в разрезе слюдяно-кварцевые сланцы сопоставляются с гранат-мусковитовыми сланцами первого участка. Гранат-биотитовые гнейсы подстилают толщю слюдяно-кварцевых сланцев у подножия возвышенностей, сложенных высокоглиноземистыми сланцами, и протягиваются в виде отдельных полос среди щелочных гранитов. Метаморфизованные осадочные породы слагают в пределах описываемого участка синклинальную складку, вытянутую в северо-западном направлении. Эта складка приурочена к южному замыканию упомянутой при описании участка 1 кольцевой структуры, которая здесь осложнена многочисленными разрывными нарушениями.

Кроме описанных выше метаморфизованных осадочных пород в пределах района исследований обнаружены слоистые кварциты. Их элювиальные развалы встречены на мелких островах среди заболоченной депрессии, окруженной выходами щелочных гранитов в центральной части района исследований. Слоистые кварциты, видимо, можно сопоставить с конгломерато-кварцитовою толщей, описанной А. К. Симоном (1965) к востоку от нашего района, на водоразделе Поной — Варзуга — Стрельна. На этом водоразделе конгломерато-кварцитовая толща залегает на кианитовых и ставролит-кианитовых сланцах, которые ниже по разрезу сменяются слюдяно-кварцевыми сланцами и затем

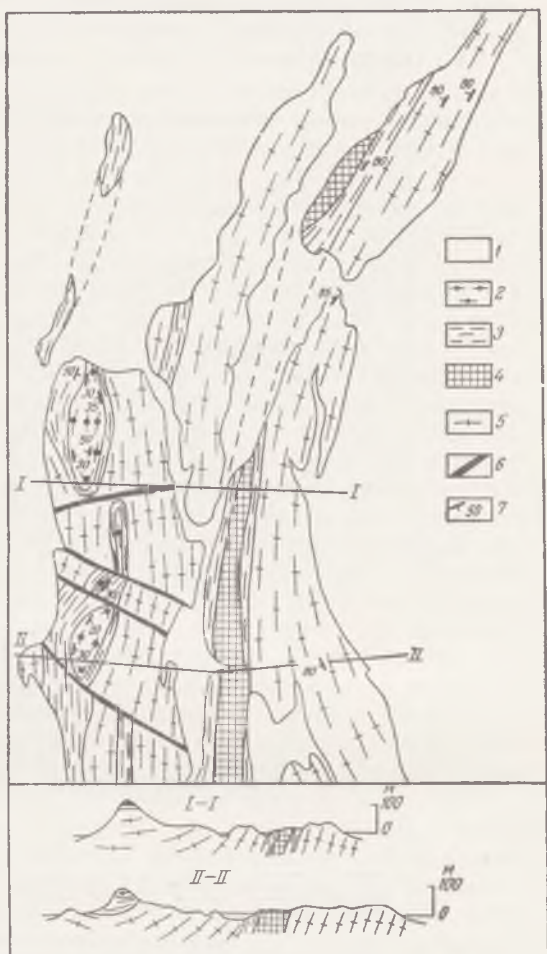


Рис. 1. Геологическая схема участка 1

1 — четвертичные отложения; 2 — толща высокоглиноземистых сланцев; 3 — толща гранат-биотитовых гнейсов; 4 — амфиболиты; 5 — щелочные граниты; 6 — разрывные тектонические нарушения; 7 — элементы залегания полосчатости

гранат-биотитовыми гнейсами, т. е. в разрезе, принципиально не отличающемся от описанного нами.

Итак, в районе наших исследований наблюдается следующая последовательность залегания метаморфизованных осадочных пород.

- I. Слоистые кварциты.
- II. Толща высокоглиноземистых сланцев.
- III. Толща слюдяно-кварцевых сланцев.
- IV. Толща гранат-биотитовых гнейсов.



Рис. 2. Геологическая схема участка 2

1 — торфяно-болотные и озерные четвертичные отложения; 2 — толща высокоглиноземистых сланцев; 3 — толща слюдяно-кварцевых сланцев; 4 — толща гранат-биотитовых гнейсов; 5 — полевошпатовые амфиболиты; 6 — щелочные граниты; 7 — дайкообразные тела мономинеральных амфиболитов; 8 — тектонические нарушения; 9 — элементы залегания пород

Рассматриваемые толщи сходны по составу и параллелизуются по возрасту с породами серии кейв, слагающими гряды Большие Кейвы (Белько, 1963), радиологический возраст которых составляет 1800—1900 млн. лет (Маслеников, 1963; Жирова и др., 1961).

**Слоистые кварциты.** Серые слоистые разнозернистые породы. Отдельные слои мощностью 1—2 см сложены почти мономинеральным кварцитом, другие состоят из чередующихся тонких (0,3—3 мм) слоев полевошпатовых кварцитов и более мощных (2—5 мм) слоев мономинеральных кварцитов. Слои выдержаны по простиранию. Отдельные слои полевошпатовых кварцитов иногда выклиниваются. Границы слоев четкие и прямолинейные. На рис. 3 показано строение трех наиболее характерных слоев.

Первый слой состоит из слоев мономинеральных кварцитов мощностью 1—3 мм, разделенных слоями полевошпатовых кварцитов

мощностью 0,3—0,5 мм. Более мелкозернистые и менее однородные слои полевощпатовых кварцитов на фотографии выглядят более темными. Отчетливо видно выклинивание некоторых слоев. Мощность слоя 1,5 см.

Второй слой представлен практически мономинеральным кварцитом, в котором только иногда в виде цепочек прослеживаются разрозненные зерна полевых шпатов и темноцветных минералов. Мощность слоя 1,5 см.

Третий слой сложен чередующимися слоями мономинеральных и полевощпатовых кварцитов. Наблюдается 12 слоев мономинеральных кварцитов мощностью 3—4 мм. Слои полевощпатовых кварцитов значительно тоньше (0,5—1 мм). Мощность слоя 4 см.

В мономинеральных кварцитах встречаются единичные зерна плагиоклаза, чешуйки биотита, в аксессуарных количествах присутствует циркон. Полевощпатовые кварциты содержат: кварца 80—90%, плагиоклаза около 10%, микроклина от 0 до 15%, единичные зерна эгирина и биотита; присутствуют циркон, сферн, рудный минерал. Структура породы гранобластовая. Наблюдается ориентированное расположение зерен кварца и листочков биотита. Ориентировка минералов совпадает с плоскостями напластования кварцитов. Кварц представлен зернами неправильной лапчатой формы. Угасание преимущественно облачное. Минерал нередко содержит непрозрачные включения, вырисовывающие контуры первичных обломочных зерен, окруженных каймой регенерированного кварца (рис. 4). Отдельные зерна кварца содержат округлые включения циркона. Округлые и угловатые изометричные разрозненные в мономинеральных кварцитах зерна плагиоклаза образуют полосчатые скопления в полевощпатовых кварцитах. Циркон встречен в виде мелких (0,1 мм) короткопризматических зерен, наблюдались также округлые зерна и зерна с округлыми ядрами. Слоистая текстура породы, обусловленная различным минеральным составом слоев, различной зернистостью, четкими границами раздела слоев, определяет первично-осадочную природу кварцитов, которая подтверждается также наличием реликтов обломочных зерен кварца, округлой формой некоторых зерен плагиоклаза и циркона.

*Толща высокоглиноземистых сланцев.* Верхний контакт толщи в пределах изученного района неизвестен. Максимальная наблюдаемая мощность 50—70 м. Наиболее широко распространены кианитовые и ставролит-кианитовые разности, первые преобладают в западной части района, вторые — в южной. Кианитовые сланцы, особенно в нижней части разреза высокоглиноземистых сланцев, перемежаются отдельными пластами кианит-ставролитовых, слюдяно-плагиоклазовых со ставролитом и гранатсодержащих сланцев. Все перечисленные разности имеют порфиروبластовую структуру и существенно отличаются друг от друга в основном составе порфиробласт. Средний минеральный состав кианитовых сланцев по восьми шлифам следующий: кианит 31,7%, мусковит 4,9%; кварц 56,1%; непрозрачные включения 7,3%. Подсчитанный по шлифам минеральный состав соответствует химическому составу породы (табл. 1), кроме количества непрозрачных включений (7,3%), которые представлены углеродистым веществом и ильменитом, так как суммарное содержание углерода, окислов железа и титана составляет только 5,11 и 3,23%. В тяжелой немагнитной фракции ( $d > 4,0$ ) обнаружены рутил и аксессуарный монацит. Кианит-ставролитовые сланцы и прочие высокоглиноземистые сланцы содержат кроме перечисленных минералов кианитовых сланцев до 40—50% плагиоклаза в основной ткани и соответственно меньшее количество кварца. Наиболее характерной особенностью химического состава высокоглиноземистых сланцев является высокое содержание углерода, возможно, органического происхождения (Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., 1968).





*III слой*

*II слой*

*I слой*

Рис. 3. Пластика, вырезанная из кварцита перпендикулярно слоистости. Проходящий свет,  $\times 1,5$



Рис. 4. Кайма регенерации (а) вокруг обломка кварца (б),  $\times 60$ , николи+

## Химический состав метаморфических толщ

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	Н.п.п.	S	Сумма
Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы	70,67	0,52	13,22	1,59	3,10	0,09	0,88	2,21	2,79	3,97	0,16	0,62	0,15	0,02	Нет	—	—	99,99
	73,19	0,47	11,38	1,45	3,57	0,08	0,07	0,94	3,38	4,19	0,03	0,60	0,12	Нет	—	—	—	99,47
	75,56	0,35	10,73	4,13	1,57	0,07	0,20	0,50	2,32	4,02	0,04	—	0,16	—	—	0,02	0,05	99,72
	73,25	0,63	12,86	1,11	4,07	0,09	Нет	1,80	2,88	1,85	0,01	1,16	0,22	Нет	Нет	—	—	99,93
	75,85	0,34	11,43	1,63	1,28	0,04	0,10	0,73	3,04	4,40	Нет	1,03	0,12	0,20	—	—	—	100,19
	75,01	0,52	11,63	0,33	3,43	0,07	0,33	1,07	2,32	3,55	„	1,29	0,27	0,04	—	—	—	99,86
	68,60	0,63	14,61	0,74	4,04	0,07	0,23	3,22	3,55	2,78	„	1,03	0,32	0,14	—	—	—	99,96
	73,82	0,63	11,39	1,12	3,77	0,07	0,11	0,70	1,97	3,92	„	0,47	0,17	1,58	0,03	—	—	99,75
Кварцевые сланцы	67,02	0,89	25,57	0,16	1,32	0,04	0,16	Нет	0,54	2,07	0,06	—	0,19	—	—	2,72	Нет	100,71
	69,59	1,13	23,05	0,75	0,26	0,03	0,20	0,34	0,43	1,69	0,04	0,37	0,32	Нет	1,09	—	—	99,29
Слюдяно-кварцевые сланцы	79,87	0,34	9,47	1,90	4,07	0,08	0,01	0,83	0,65	1,69	Нет	0,49	0,17	Нет	Нет	—	—	99,57

Примечание. «Нет» — элемент не обнаружен при химическом анализе; прочерк — содержание элемента не определялось. Анализы выполнены в химико-аналитических лабораториях ГИН АН СССР (аналитики Г. Ф. Гадковская, М. А. Канакина, Г. П. Карасева, М. И. Степанец, Е. С. Шурыгина) и Тульской комплексной экспедиции (аналитики Э. В. Илюшкина, Т. Н. Костюшко, Н. К. Сидорова). В лаборатории Тульской комплексной экспедиции содержания CO<sub>2</sub> и C не определялись.

*Толща слюдяно-кварцевых сланцев.* Контакты этой толщи с выше-лежащими высокоглиноземистыми сланцами четкие и прямолинейные. Мощность толщи достигает 70—80 м на юго-востоке района исследований и убывает по направлению на северо-запад до 1—2 м, при этом собственно слюдяно-кварцевые сланцы сменяются гранат-мусковитовыми. Слюдяно-кварцевые сланцы обладают лепидогриабластовой структурой, они состоят из кварца (75%), мусковита (18%), биотита (6%), граната (0,8%), ильменита (0,2%); присутствует в аксессуарных количествах циркон. Для них характерно высокое содержание кремнезема — почти 80% (см. табл. 1).



Слой

IV

III

II

I

Рис. 5. Реликтовая косая слоистость в гранат-биотитовых гнейсах

В гранат-мусковитовых сланцах наблюдаются крупные (до 4—5 см в поперечнике) порфиобласты граната, которые составляют до 10% объема породы. Основная ткань по минеральному составу соответствует слюдяно-кварцевым сланцам.

*Толща гранат-биотитовых гнейсов.* Породы этой толщи наиболее широко распространены на исследованной территории. В значительной степени они замещены близкими к ним по химическому составу щелочными гранитами и образуют полностью сопряженные со структурой щелочных гранитов складки различных порядков (Сидоренко, Ожогин, 1968). Оценить мощность толщи гранат-биотитовых гнейсов не представляется возможным, так как нижний их контакт с породами архейского комплекса в исследованном районе не установлен. Минималь-

ная мощность 800—1000 м. Гнейсы представляют собой серые и светло-серые породы мелко- и среднезернистого сложения, существенно кварц-полевошпатового состава, для которых характерна полосчатая текстура, обусловленная чередованием темных и светлых полос шириной от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Темные полосы содержат значительно больше биотита, чем светлые, что и обусловило разницу в окраске. Границы полос ровные и прямолинейные, от четких до расплывчатых. По рисунку полосчатость сходна с параллельной слоистостью осадочных пород, хотя в некоторых случаях кварц-полевошпатовые полосы могли обособиться в процессе ультраметаморфизма. Вблизи контакта со слюдяно-кварцевыми полосчатость гнейсов ориентирована параллельно поверхности контакта. В единичных случаях в гранат-биотитовых гнейсах наблюдается реликтовая косая слоистость. На рис. 5 выделяются четыре серии слоев. В первой серии отдельные слои фиксируются неравномерным распределением биотита, параллельными цепочками крупных зерен полевого шпата и вкрапленников граната. Границы между слоями нечеткие, ориентированы слои под углом в 30° к границе раздела серий.

Вторая серия состоит из параллельных слоев мощностью около 1 см среднезернистых гранат-биотитовых и мелкозернистых биотитовых гнейсов. Слои этой серии располагаются параллельно четким прямолинейным границам серий.

Слойки третьей серии сложены лейкократовым среднезернистым гранат-биотитовым гнейсом. Отдельные слойки различаются по количеству содержащегося в них биотита и граната и крупности слагающих их минералов. Верхняя граница третьей серии четкая, слегка волнистая, возможно, представляют собой поверхность размыва, так как слойки описываемой серии располагаются почти параллельно нижней ее границе и срезаются верхней.

Слойки четвертой серии сложены преимущественно мелкозернистым биотитовым гнейсом с редкими зернами граната, отдельные слойки выделяются более крупным размером зерен и значительным содержанием граната. В данной серии слойки ориентированы под небольшим углом к границам описанных ниже серий.

Средний состав гранат-биотитовых гнейсов подсчитан по 10 шлифам: плагиоклаз (альбит-олигоклаз, альбит) 20%; кварц 50%; микроклин 18%; биотит 12%. Содержания мусковита и граната не превышают 1—2%. Встречаются биотитовые разности гнейсов, в которых гранат совершенно отсутствует. В единичных образцах отмечена роговая обманка. В аксессуарных количествах отмечены циркон, апатит, сфен, ортит, монацит, флюорит, рудный минерал. Изредка присутствует эпидот в ассоциации с карбонатом.

Из гранат-биотитовых гнейсов выделен циркон для сопоставления его с цирконом щелочных гранитов (Ожогин, 1968). Оказалось, что содержание его в гнейсах невелико (0,009%), в 15 раз меньше среднего содержания циркона в щелочных гранитах. При петрографических исследованиях отмечено, что в гнейсах циркон встречается гораздо реже, чем в щелочных гранитах, и он мельче. Содержание циркония определялось в верхнепонойских щелочных гранитах (30 проб) и в гранат-биотитовых гнейсах (8 проб) химическим путем. Анализы выполнены в Химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР (аналитик Е. В. Шурыгина). Среднее содержание двуокиси циркония в щелочных гранитах составляет 0,106%, что в пересчете на циркон по идеальной формуле соответствует 0,158% циркона. Потери циркона при обработке проб щелочных гранитов не превышали 10—15% содержания этого минерала в породе, так как среднее содержание циркона в щелочных гранитах по данным минералогического анализа составляет 0,138%. В гранат-биотитовых гнейсах среднее содержание двуокиси циркония равно 0,169%, что в пересчете на циркон составляет 0,25%. Это расчетное содержание циркона в гнейсах более чем в 20 раз превышает данные минералогического подсчета. Такое несоответствие объясняется, очевидно, потерей значительной части мелких зерен циркона в процессе обработки проб или рассеянием циркония в других минералах. В пробах щелочных гранитов не терялись при их обработке по принятой методике зерна циркона размером порядка первых сотых долей миллиметра. Выделенные из гнейсов зерна циркона имеют длиннопризматическую форму (среднее удлинение — 4,0), почти изотропны, показатель преломления сравнительно низкий для циркона ( $n_o = 1,897$ ). Четко выражена зональность, наблюдаются темные округлые и призматические ядра в центральных частях зерен. Видимо, рассматриваемый циркон относится к метаморфогенному типу (Saxena, 1966). Отмеченные в шлифах гранат-биотитовых гнейсов мелкие (0,005—0,01 мм) округлые зерна циркона, очевидно, являются первично-осадочными.

Минеральные ассоциации описанных метаморфизованных осадочных пород распространены на значительной территории, выходящей за рамки района наших исследований, на этом основании их можно отнести к ассоциациям регионального метаморфизма. Наличие в изученных породах ставролита и кианита в ассоциации с кварцем и плагиоклазом указывает на условия метаморфизма фации алмандиновых амфиболитов, точнее, на условия ставролит-кварцевой субфации (Файф и др.,

1962). Минеральный состав толщ высокоглиноземистых и слюдяно-кварцевых сланцев, гранат-биотитовых гнейсов соответствует различным пелитовым ассоциациям указанной субфации. Слоистые кварциты отвечают кварц-полевошпатовой ассоциации.

Процессы, связанные со щелочным метасоматозом, в результате которого образовались щелочные граниты (Ожогин, 1968), не внесли существенных изменений в вещественный состав рассмотренных толщ. Пластообразные тела щелочных гранитов залегают только среди гранат-биотитовых гнейсов, с которыми они связаны зонами постепенных

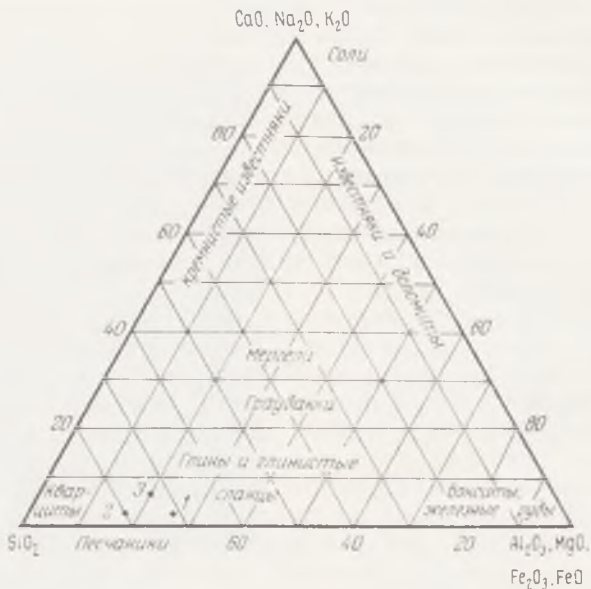


Рис. 6. Диаграмма химического состава осадочных пород по А. Н. Заварицкому

Фигуративные точки средних составов: 1 — кианитовых сланцев, 2 — слюдяно-кварцевых сланцев, 3 — гранат-биотитовых гнейсов

переходов, сложенных в пределах описанных выше участков детальными работ магнетит-биотитовыми и магнетит-эгириповыми гранито-гнейсами. Мощность таких зон не превышает первых метров.

На основании изложенного материала можно сделать некоторые выводы о возможных осадочных аналогах исследованных метаморфических толщ и условиях их осадконакопления. При этом автор исходил из положения, разработанного А. В. Сидоренко, о принципиальном сходстве процессов выветривания, переноса и отложения осадков в водной среде в докембрии и фанерозое (Сидоренко, 1967). Весьма существенным для наших построений является вывод Б. М. Роненсона (1967) о том, что «...особенности состава кристаллических сланцев в отношении инертных компонентов отражают особенности состава исходных осадков».

Наиболее просто решается вопрос об осадочном аналоге для слоистых кварцитов. Из осадочных пород по составу им соответствует только кварцевый песок.

Высокоглиноземистым сланцам по химическому составу отвечают существенно глинистые породы. На диаграмме А. Н. Заварицкого (1932) фигуративная точка кианитовых сланцев располагается между полем песчаников и глин (рис. 6). Результаты химических анализов кианитовых сланцев почти полностью укладываются в интервалы колебаний породообразующих окислов глини. Например, их можно сопоста-

вить с гжельской глиной Русской платформы (табл. 2). Низкое содержание железа, магния и щелочей в кианитовых сланцах соответствует составу каолина (см. табл. 1). На тонкую дисперсность осадочного материала указывает отсутствие зерен циркона. Видимо, осадочных аналог кианитовых сланцев представлял собой песчанистую глину существенно каолинового состава. На связь кейвских кианитовых сланцев с областями каолинового выветривания указывали И. В. Бельков (1963) и Д. П. Сердюченко (1968).

Фигуративная точка слюдяно-кварцевых сланцев на диаграмме А. Н. Заварицкого попадает в поле песчаников (см. рис. 6).

Гранат-биотитовые гнейсы близки по химическому составу к песчаникам и занимают промежуточное положение между ними и глинистыми сланцами (см. рис. 6). Их можно сравнить с песчаниками на глинисто-кремнистом цементе. Анализы, приведенные в табл. 3, вполне со-

Таблица 2

Сравнение химических составов кианитовых сланцев и глин (в %)

Оксиды	Кианитовые сланцы	Гжельская глина (Стадионов, 1957)
SiO <sub>2</sub>	68,30	58,9—68,9
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,37—0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,31	19,3—25,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,41—3,85
MgO	0,18	0,13—1,79
CaO	0,17	0,54—1,25
MnO	0,03	—
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,15—0,36
K <sub>2</sub> O	1,88	1,02—4,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,35	—
CO <sub>2</sub>	Нет	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	•	—
SO <sub>3</sub>	•	0,32—0,87
C	1,09	0,09—0,36
П.п.п.	—	4,95—9,85

Таблица 3

Сравнение химических составов гранат-биотитовых гнейсов и песчаника

Оксиды	Гранат-биотитовый гнейс		Песчаник с глинисто-кремнистым цементом (Калинко, 1958)
	Оценка среднего содержания	Оценка стандартного отклонения	
SiO <sub>2</sub>	73,17	2,44	70,70
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,12	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,18	1,25	13,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,96	0,67	6,03
MnO	0,08	—	0,02
CaO	1,40	0,94	1,17
MgO	0,24	0,28	0,80
Na <sub>2</sub> O	2,86	0,56	1,80
K <sub>2</sub> O	3,57	0,85	2,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	—	0,12
П.п.п.	—	—	4,01
Сумма	—	—	101,23

поставимы, так как расхождения в содержаниях отдельных окислов не превосходят удвоенной оценки стандартного отклонения. Так как циркон в гранат-биотитовых гнейсах представлен в основном очень мелкими зернами, то рассматриваемые породы, очевидно, соответствуют песчано-алевролитовым или песчано-глинистым образованиям. Следует заметить, что наибольшие содержания циркония, по Дж. Грину (Green, 1959), зафиксированы в осадочных породах с малыми размерами слагающих их частиц. Так, аспидные сланцы (schists) содержат 0,0774% двуокиси циркония, что, однако, в два раза меньше, чем среднее содержание этого компонента в гранат-биотитовых гнейсах. Так как в рассматриваемых породах содержания железа и калия достаточно велики (см. табл. 1), то аналогичные им по составу глинистые образования должны были состоять в основном из гидрослюдистых глин (Викулова, 1958).

Итак, в результате полученных нами данных рассмотренные толщи метаморфизованных осадочных пород сопоставляются со следующими осадочными аналогами:

- |                                |   |
|--------------------------------|---|
| I. Слоистые кварциты           | I. Кварцевые пески                                    |
| II. Высокоглиноземистые сланцы | II. Песчанистая глина существенно каолинового состава |
| III. Слюдяно-кварцевые сланцы  | III. Олигомиктовые пески                              |
| IV. Гранат-биотитовые гнейсы   | IV. Песчанистая глина гидрослюдистого состава         |

Отложения трех верхних толщ не выдержаны по простиранию, имеют сравнительно небольшие мощности, фациально изменчивы. Кварцевые пески могли образоваться только при длительном переотложении осадочного материала в условиях спокойной тектонической обстановки. Все это свидетельствует о платформенном характере осадочных образований, что подтверждает точку зрения А. В. Сидоренко (Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., 1968) об отложении первичных осадков кейвских киапитовых сланцев не в геосинклинальных, а в платформенных условиях. О континентальном характере отложений первичных осадков кванитовых сланцев свидетельствует наличие в них каолина, так как, по данным Б. Л. Рухина (1961), «среди глинистых отложений каолин как породообразующий минерал встречался до сих пор только в континентальных толщах». Толща гнейсов в противоположность выше лежащим толщам имеет значительную мощность и широкое распространение. Она представляет собой продукт метаморфизма сравнительно однородных в масштабе толщ песчано-глинистых осадков.

На основании такой очень общей литологической характеристики исследованных метаморфических толщ их можно сопоставить, по мнению автора, с определенными формациями фанерозоя. Кварциты соответствуют платформенной кварц-песчаной формации. Аналоги гранат-биотитовых гнейсов весьма сходны с породами глинисто-сланцевой формации.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бельков И. В. Кванитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Викулова М. Ф. Глинистые породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Жирова В. В., Зыков С. И., Тугаринов А. И. О возрасте цирконов древних формаций. Геохимия, 1961, № 12.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М., Гостеолитиздат, 1932.
- Калинко М. К. Песчаные породы. В кн. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород». Л., Гостеолтехиздат, 1958.
- Маслеников В. А. Супракрустальные и магматические образования протерозоя. В кн. «Граниты Кольского полуострова и Карелии». (Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. 15). М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ожогин В. А. Циркон верхнеполюских щелочных гранитов как показатель их генезиса (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, т. 182, № 3, 1968.
- Роненсон Б. М. Геологические и петролого-геохимические предпосылки рациональной методики геологического картирования докембрийских комплексов. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия». Л., изд-во «Наука», 1967.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Сердюченко Д. П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. В сб. «Геология докембрия», МГК, XXIII сессия, проблема 4. 1968.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. «Советская геология», 1963, № 4.
- Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.
- Сидоренко А. В., Ожогин В. А. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 180, № 3, 1968.

Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. Докл. АН СССР, т. 183, № 1, 1968.

Симон А. К. К стратиграфии кольских карелид. Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.

Стадников Г. Л. Глинистые породы. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во ИЛ, 1962.

Green J. Geochemical table of the elements for 1959. Bull. Geol. Am., vol 70, 1959, pp. 1127—1184.

Saxena S. K. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rock. Sedimentology, vol. 6, N 1, 1966.



Г. Л. ГОРОШЕНКО

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ ПОРОД ГРАНУЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В СВЯЗИ С ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕМ

Метаморфические породы гранулитовой формации принадлежат к таким образованиям, первичная природа которых вызывает самые противоречивые объяснения.

Достаточно подробно эти породы были изучены А. М. Шукевичем, который ввел понятие «гранулитовая формация». Это название он распространил на весь комплекс пород, развитых в междуречье Лотта и Явр (Яури-Йоки), которые обладают различным составом, а по степени метаморфизма отвечают гранулитовой фации. Вслед за П. Эскола гранулитовую формацию А. М. Шукевич рассматривал как ряд последовательно внедрившихся интрузий, дифференциатов глубинной магмы. Магматогенной природы гранулитовой формации также придерживались Д. В. Полферов и Е. Н. Володин (1953, 1954). Правда, кислые разновидности пород (гранулиты) они считали образовавшимися метасоматическим путем по основным породам. В то же время Д. В. Полферов и Е. Н. Володин полагали, что гранулиты могли быть и метаморфизованными осадками.

Однако М. Г. Равич, а позднее К. Д. Беляев, Ю. К. Гуменный и др. с уверенностью высказываются о том, что гранулитовая формация — это сложная по составу и гетерогенная по первичной природе метаморфическая толща, в которой содержатся как первично-магматические, так и первично-осадочные породы. К этому же мнению пришел П. Эскола (Eskola, 1952), который пересмотрел свою раннюю магматогенную концепцию происхождения гранулитов.

К настоящему времени появилось большое количество геологических фактов, свидетельствующих об эффузивно-осадочной первичной природе гранулитовой формации. Установлено, что толща имеет отчетливо стратифицированное строение (Беляев, 1968). Многие породы основного и среднего состава обладают реликтами текстур эффузивных пород (Беляев, 1968; Сулова, 1968). Среди различных пород гранулитовой формации Т. А. Федковой (1966) и Т. В. Немовой найдены реликты осадочных текстур и структур (слоистость, косая слоистость), конгломераты (Федкова, 1967). Т. В. Немовой показана возможность применения материалов аэрофотосъемки для изучения структур и стратиграфии гранулитовой формации.

Исследование особенностей минерального состава пород гранулитовой формации Кольского полуострова явилось частью комплексного изучения генезиса этих метаморфических образований геологическими, литологическими и минерало-геохимическими методами, проводимого в Лаборатории геологии древних осадочно-метаморфических толщ ГИН АН СССР автором совместно с Т. В. Немовой под руководством А. В. Сидоренко.

Изучавшиеся породы гранулитовой формации распространены в западной части Кольского полуострова, занимая территорию между реками Лотта и Яури-Йоки. Эти образования прослеживаются от госу-

дарственной границы с Финляндией за оз. Нота, слагая здесь горные системы Туадаш Тундр и Сальных Тундр (рис. 1). К гранулитовой формации принадлежат также основные породы, слагающие Монче Тундры, Каңдалакшские и Колвицкие Тундры (Беляев, 1968).

Наиболее распространенными разновидностями пород гранулитовой формации являются: кварц-полевошпатовые, биотит-силлиманитовые, биотит-гиперстеновые гранулиты, пироксеновые кристаллические сланцы среднего и основного состава. Среди гранулитов широко развиты гнейсограниты, которые образовались в результате ультраметаморфизма толщи в условиях гранулитовой фации.

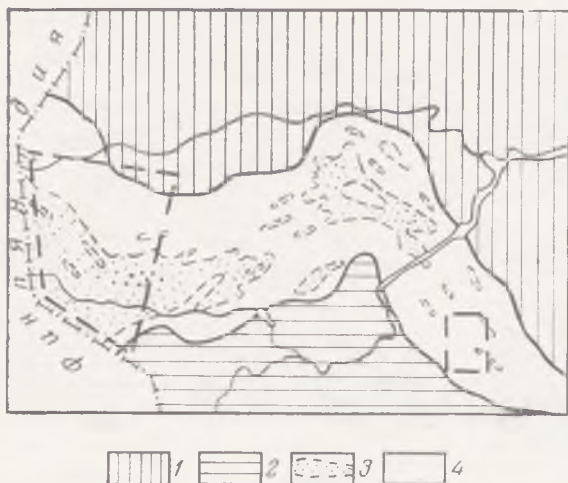


Рис. 1. Распространенность пород гранулитовой формации в западной части Кольского полуострова

Контурами показаны районы работ

1 — кольские гнейсы; 2 — беломорские гнейсы; 3 — кислые разновидности гранулитов; 4 — пироксеновые кристаллические сланцы

Сразу надо оговориться, что в нашей работе термин «гранулит» относится только к разновидностям пород гранулитовой формации кислого и среднего состава, которые состоят из кварца, плагиоклаза, граната, калиевого полевого шпата, биотита, силлиманита и отчасти гиперстена и для которых характерна линзовидная форма зерен кварца. Таким образом, гранулиты остаются в том понимании, которое они впервые получили при их выделении в Саксонии. И потому следует отказаться от принятой прежде для гранулитовой формации Кольского полуострова градации на основные, средние и кислые гранулиты, гнейсо-нориты, гнейсо-диориты, которая еще как-то была оправданной в то время, когда эти породы рассматривались как дифференциаты одной магматической серии. Само понятие «гранулитовая формация» очень удобно для обозначения всей серии пород в целом и от него отказываться нет смысла.

С запада на восток среди полосы пород гранулитовой формации наблюдается уменьшение количества кислых разновидностей и увеличение пироксеновых кристаллических сланцев среднего и основного состава. Так, западная часть изучаемой территории сложена различными гранулитами, среди которых преобладают лейкократовые разновидности, и только в виде прослоев и горизонтов присутствуют пироксеновые кристаллические сланцы среднего и основного состава. Восточнее оз. Нота, наоборот, в основном развиты миланократовые породы с гиперстеном, среди них встречаются только пачки и прослои лейкократовых гранулитов.

Для гранулитов характерна светлая серая или розовато-белая окраска. Пироксеносодержащие породы имеют темный зеленовато-серый или темно-серый цвет.

Породы сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, гранатом, гиперстеном, салитом, биотитом, силлиманитом, скаполитом. В меньшем количестве присутствуют: дистен, муллит, роговая обманка, ильменит, магнетит, рутил, апатит, пирит, халькопирит, пирротин, лейкоксен, лимонит, шпинель, турмалин, флюорит. Количественные соотношения минералов, наблюдаемые в породах гранулитовой формации, приведены в табл. 1.



Рис. 2. Зарисовка текстуры кварц-полевошлатового гранулита (по шлифу).

Все зерна циркона (Ц) приурочены к одному микрослою: Гр — гранат, Ру — рутил. Би — биотит, Кв — кварц.  $\times 15$ . Величина зерен циркона дана не в масштабе зарисовки

Гранулиты являются крупнозернистыми и среднезернистыми породами; в виде прослоев среди них присутствуют мелкозернистые разновидности. Структура пород порфиробластовая. Порфиробласты, сложенные гранатом, достигают размера 5—30 мм, реже в порфиробластах встречаются микроклин, кварц, плагиоклаз. Структура основной ткани гранулитов — гранобластовая, лепидогранобластовая и нематогранобластовая.

Текстура пород гранулитовой формации слоисто-полосчатая, обусловленная ориентированным расположением лентовидных агрегатов зерен кварца, скоплений силлиманита, пироксенов или чередованием полосок породы, сильно отличающихся по зернистости и содержанию полевых шпатов, граната, пироксенов. Даже такие минералы, как циркон и рутил, распределены в породе неравномерно, ими бывают заметно обогащены отдельные прослои гранулитов (рис. 2).

В гранулитах и пироксеновых кристаллических сланцах обычно наблюдается хорошо выраженная гнейсовидность. Гнейсовидность определяется ориентированным расположением в породах листочков биотита, кристаллов рутила, силлиманита, удлиненных зерен кварца. Гнейсовидность совпадает со слоистостью пород.

Часто гнейсо-граниты и значительно реже пироксеновые породы основного состава имеют массивное сложение. Структура таких массив-

## Минеральный состав пород гранулитовой формации (в вес. %)

Минералы	Типы пород					
	Кварц-полевошпатовые гранулиты (14 проб)	Биотит-силлиманитовые гранулиты (7 проб)	Биотит-гиперстеновые гранулиты (2 пробы)	Пироксеновые кристаллические сланцы среднего состава (8 проб)	Пироксеновые кристаллические сланцы основного состава (5 проб)	Гнейсограниты (7 проб)
Легкая фракция						
Плагиоклаз	$\frac{34,3^*}{6,2-53,0}$	$\frac{19,0}{5,5-37,0}$	$\frac{59,9}{58,3-61,5}$	$\frac{64,4}{57,0-77,0}$	$\frac{69,8}{55,5-84,9}$	$\frac{32,3}{5,3-48,0}$
Кварц	$\frac{44,8}{20,2-70,6}$	$\frac{31,0}{22,7-42,1}$	$\frac{17,8}{15,3-20,3}$	$\frac{7,1}{5,0-10,9}$		$\frac{40,8}{35,3-52,3}$
Калиевый полевой шпат	$\frac{5,3}{0-14,1}$	$\frac{17,7}{4,5-35,5}$				$\frac{17,0}{1,5-50,1}$
Скаполит					$\frac{8,3}{0,1-20,4}$	
Графит	+	-				
Тяжелая фракция						
Гранат	$\frac{13,7}{1,9-23,9}$	$\frac{26,0}{16,4-36,4}$	+	$\frac{3,5}{0-28,1}$	+	$\frac{7,7}{3,0-18,1}$
Силлиманит	$\frac{0,5}{0-2,8}$	$\frac{4,5}{0,4-7,0}$		+	+	$\frac{0,3}{0-1,2}$
Гиперстен	+		$\frac{15,1}{14,9-15,3}$	$\frac{15,4}{3,5-28,1}$	$\frac{15,9}{9,1-22,2}$	+
Роговая обманка	+	+	$\frac{2,2}{0,1-4,3}$	$\frac{0,4}{0-1,2}$	$\frac{1,9}{0-8,0}$	+
Салит		+	$\frac{0,6}{0,5-0,6}$	$\frac{3,3}{0-6,8}$	$\frac{3,6}{0-10,8}$	
Биотит	$\frac{0,3}{0-2,2}$	$\frac{1,0}{0-5,1}$	$\frac{1,0}{0,2-1,9}$	$\frac{2,8}{0-10,2}$	+	$\frac{0,4}{0-2,1}$

\* Выше черты — среднее содержание; ниже черты — пределы колебания содержания.

Минералы	Тип пород					
	Кварц-полевошпатовые гранулиты (14 проб)	Биотит-сидеритовые гранулиты (7 проб)	Биотит-гиперстеновые гранулиты (2 пробы)	Пироксеновые кристаллические сланцы среднего состава (8 проб)	Пироксеновые кристаллические сланцы основного состава (5 проб)	Гнейсо-граниты (7 проб)
Ильменит	$\frac{0,4}{0-2,2}$	+	$\frac{1,0}{0,4-1,5}$	$\frac{1,7}{0,5-3,0}$	$\frac{0,1}{0-0,5}$	$\frac{1,2}{0-4,5}$
Магнетит	+	+	$\frac{2,2}{1,0-3,5}$	$\frac{0,5}{0-1,7}$	+	+
Рутил	$\frac{0,3}{0-0,9}$	$\frac{0,6}{0,2-1,0}$	+	$\frac{0,1}{0-0,9}$	+	+
Циркон*	$\frac{0,0437}{0,0082-0,1196}$	$\frac{0,0253}{0,0036-0,0788}$	$\frac{0,0205}{0,0054-0,0356}$	$\frac{0,018}{0,0001-0,0377}$	$\frac{0,0005}{0-0,0013}$	$\frac{0,0119}{0,0005-0,0258}$
Монацит*	$\frac{0,0066}{0-0,0262}$	$\frac{0,0049}{0-0,0178}$				$\frac{0,0008}{0-0,0035}$
Апатит	+		$\frac{0,15}{0,08-0,23}$	$\frac{0,19}{0,06-0,46}$		+
Дистен	+	+				+
Муллит	+					
Пирит	+		+	+	+	+
Халькопирит	+				+	
Пирротин	+				+	
Лейкоксен	+			+	+	+
Лимонит	+	+		+		+
Шпинель						
Турмалин	+	+				
Флюорит	+					+

\* В аксессуарях.

Примечание. Среднее содержание минерала (кроме циркона и монацита) меньше 0,1% показано знаком +.

ных пород основного состава напоминает габбровую, в них отмечаются случаи явного идиоморфизма плагиоклаза по отношению к гиперстену.

Выделяемые группы пород характеризуются различным содержанием минералов легкой и тяжелой фракции (см. табл. 1). Кварц-полевошпатовые гранулиты сложены преимущественно плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, гранатом. В небольшом количестве в них присутствуют такие минералы, как биотит, силлиманит, ильменит, рутил, циркон, монацит, графит и др. Биотит-силлиманитовые гранулиты по сравнению с кварц-полевошпатовыми гранулитами меньше содержат плагиоклаза, кварца, но отличаются более высоким содержанием биотита, граната, силлиманита. В биотит-гиперстеновых гранулитах в числе породобразующих минералов помимо плагиоклаза, кварца, биотита появляются гиперстен, роговая обманка. Группа второстепенных минералов в этих породах по сравнению с первыми двумя типами гранулитов более малочисленна.

Пироксеновые кристаллические сланцы состоят в основном из таких минералов, как плагиоклаз, ромбический пироксен (гиперстен) и моноклинный пироксен (салит). Кварц присутствует только в пироксеновых кристаллических сланцах среднего состава в количестве, не превышающем 10,9%. В некоторых разностях кристаллических сланцев основного состава наблюдается скаполит. Все кристаллические сланцы, кроме того, в небольшом количестве содержат роговую обманку, гранат, ильменит, магнетит, циркон, рутил, апатит, сульфиды.

Гнейсо-граниты, встречающиеся среди кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитов в виде небольших пластовых тел и послойных обособлений, имеют и близкий к этим гранулитам состав. Однако в отличие от гранулитов в гнейсо-гранитах оказываются невысокими содержания граната, силлиманита, биотита, значительно уменьшается количество рутила, циркона, монацита.

В табл. 2 даны химические составы наиболее часто встречающихся разностей пород гранулитовой формации: двух типов кварц-полевошпатовых гранулитов, биотит-силлиманитового гранулита и пироксенового (гиперстенового) кристаллического сланца.

Сравнение химического и минерального состава приведенных разностей пород между собой показывает, что в гранулите (пробы 31—66), имеющем наиболее высокое содержание  $\text{SiO}_2$ , равное 83,36%, наблюдается и самое высокое количество кварца — 70,6% и сравнительно небольшое количество полевых шпатов и граната. Другая разность кварц-полевошпатового гранулита (пробы 30—66) меньше содержит  $\text{SiO}_2$ , но в ней больше содержится алюминия, железа и магния, что отражается на минеральном составе породы: в этом гранулите по сравнению с первым оказывается меньше кварца, но больше граната, появляется силлиманит. Биотит-силлиманитовый гранулит (пробы 29—66) является наиболее богатым глиноземом, железом и магнием разностью гранулитов, потому в этой породе наблюдается самое большое количество граната, силлиманита и биотита. Гиперстеновый кристаллический сланец в отличие от гранулитов меньше содержит  $\text{SiO}_2$  и значительно больше железа, магния и кальция, а отсюда его минеральный состав также качественно и количественно меняется: появляются гиперстен (19,6%), салит, исчезают силлиманит, гранат, калиевый полевой шпат, мало становится кварца.

Ниже приводится описание минералов, слагающих породы гранулитовой формации. Наиболее подробная характеристика дана тем минералам, которые в какой-то степени могут способствовать решению вопроса о происхождении первичного материала, из которого в процессе регионального метаморфизма сформировались изучавшиеся породы. Описание минералов производится в порядке расположения в табл. 1, т. е. сначала легкой, а затем тяжелой формации.

## Химический и минеральный состав некоторых разностей пород гранулитовой формации в разрезе горы Хеппимораст

Окислы и минералы	Породы			
	Кварц-полевошпатовые гранулиты, обогащенные кварцем Пр. 31-66	Кварц-полевошпатовые гранулиты Пр. 39-66	Биотит-силлиманитовый гранулит Пр. 29-66	Гиперстеновый кристаллический сланец Пр. 25-66

## Химический состав (в вес. %)

SiO <sub>2</sub>	83,36	77,81	61,06	53,46
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,47	0,84	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,19	10,71	21,68	18,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	0,93	0,07	1,79
FeO	2,46	4,43	7,65	7,30
MnO	0,07	0,04	0,07	0,14
MgO	0,62	1,57	2,92	6,25
CaO	1,88	0,80	0,80	7,85
Na <sub>2</sub> O	1,24	0,96	0,85	2,65
K <sub>2</sub> O	0,53	2,23	3,19	0,83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,14	—	0,37	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,01	0,03	0,18
C	—	0,03	—	—
С у м м а	99,77	99,99	99,49	100,01
ZrO <sub>2</sub>	0,054	0,040	0,045	0,020

## Минеральный состав (в %)

Плагиоклаз	18,2	6,2	5,5	67,4
Калиевый полевошпат	—	6,5	10,2	—
Кварц	70,6	64,8	38,5	5,0
Гранат (пиропальмандин)	10,5	19,1	32,9	—
Гиперстен	—	—	—	19,6
Салит	—	—	—	1,1
Силлиманит	—	2,8	7,0	—
Биотит	—	0,1	5,1	3,3
Роговая обманка	—	—	—	1,0
Ильменит	0,6	—	—	2,0
Рутил	—	0,4	0,7	—
Прочие второстепенные минералы	0,1	0,1	0,1	0,6
В том числе циркон	0,039	0,0148	0,0037	0,0229

Примечание. Химические анализы пород выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик В. Б. Рычкова.

Плагиоклаз является наиболее распространенным минералом пород гранулитовой формации. Его содержит практически все разновидности гранулитов и кристаллических сланцев. Этот минерал входит в состав основной ткани пород, где размер его зерен равен 0,2—0,5 мм, и слагает порфиробласты, достигающие по величине 2—4 мм. Форма зерен плагиоклаза обычно неправильная, часто изометричная. В плагиоклазах почти всех разностей пород гранулитовой формации присутствуют антипертитовые вроски калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз имеет широкие колебания состава: в кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитах установлен олигоклаз — андезин № 27—46, в биотит-гиперстеновых гранулитах — андезин № 40—44, в пироксеновых кристаллических сланцах среднего состава — андезин — лабрадор № 40—53, в пироксеновых кристаллических сланцах основного состава — лабрадор-битовнит № 60—78. В гнейсо-гранитах развит олигоклаз-андезин № 25—40.

Калиевый полевой шпат распространен преимущественно в базиперстеновых разностях пород гранулитовой формации: в гранулитах, гнейсо-гранитах. Однако распределение этого минерала в гранулитах характеризуется большой неравномерностью, где содержание сильно изменяется в различных прослоях: в одних гранулитах присутствуют только единичные зерна калиевого полевого шпата, с другой стороны, с ними часто переслаиваются разности, состоящие преимущественно из калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат развит в основной ткани пород в виде зерен неправильной формы размером 0,2—1 мм, встречаются и более крупные образования этого минерала — порфиробласты, достигающие 5—10 мм.

Калиевый полевой шпат в гранулитах по степени упорядоченности является промежуточным ортоклаз-микроклином (Марфунин, 1962) с  $2V=68—74^\circ$  и субрешетчатым двойниковым строением. Степень оптической триклинности изменяется в широких пределах: от 0,222 до 1,0, причем максимальной степенью триклинности обладают отчетливо решетчатые участки зерен. Отсутствие максимальных микроклинов в гранулитах подтверждает вывод А. С. Марфунина (1962), который считает, что в гранулитовой фации метаморфизма калиевый полевой шпат обычно достигает только промежуточной степени упорядоченности.

Двойниковое решетчатое строение ортоклаз-микроклина неодинаково: решетка бывает выражена наиболее четко только вблизи трещин в зернах, по краю зерен, но чаще всего двойники совсем не различаются.

В ортоклаз-микроклине в тех участках зерен, где отсутствует субмикроскопическое двойниковое строение, развиты тонкие штифевидные пертиты.

Антипертитовые вроски калиевого полевого шпата, наблюдающиеся в плагиоклазах многих разностей пироксеновых кристаллических сланцев, обладают субрешетчатым двойниковым строением и углом оптических осей, близким к  $70^\circ$ .

Кварц присутствует во всех типах пород гранулитовой формации, за исключением пироксеновых кристаллических сланцев основного состава. Однако количество кварца в различных породах далеко неодинаково. Наибольшее количество кварца отмечается в кварц-полевошпатовых гранулитах, отдельные прослои которых содержат его до 70,6% (см. табл. 1) и являются, по сути дела, уже кварцевыми гранулитами. В биотит-силлиманитовых гранулитах и гнейсо-гранитах количество кварца составляет 20—40%. Заметно уменьшается содержание кварца в биотит-гиперстеновых гранулитах и особенно в пироксеновых кристаллических сланцах среднего состава.

Зерна кварца обладают лентовидной или линзообразной формой, часто в породах можно видеть мономинеральные скопления большого количества зерен кварца тоже лентовидной формы. Зерна кварца имеют размер по вытянутой оси 0,3—3 мм, а их скопления протягиваются в породе на 1—1,5 см.

Скаполит встречается исключительно в пироксеновых кристаллических сланцах основного состава. В некоторых породах его содержание достигает 20,4%. Для минерала характерны зерна изометричной и короткостолбчатой формы, имеющие размер 0,2—0,8 мм. Скаполит окрашен в бледно-желтый цвет, прозрачен, имеет показатели преломления  $n_o=1,590—1,594$ ,  $n_e=1,569—1,570$ . По оптическим константам скаполит соответствует практически чистому мейониту (Винчелл, 1953), содержащему только анионную группу  $CO_3$ . Скаполит находится в равновесных взаимоотношениях с другими минералами кристаллосланцев и является минералом прогрессивного метаморфизма. Поэтому с достаточной уверенностью можно считать, что пироксеновые кристалли-



ческие сланцы, содержащие в большом количестве скаполит, возникли за счет карбонатсодержащих осадочных пород.

Графит присутствует в отдельных прослоях кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитов. Мощность прослоев графитсодержащих гранулитов составляет несколько сантиметров. Количество графита в таких породах обычно равно 0,3—0,5%, а в некоторых случаях 1—2%. Графит в гранулитах представлен чешуйками 0,2—1 мм, которые насыщают основную ткань породы. По всей видимости, графит, встречающийся в отдельных прослоях гранулитов Кольского полуострова, образовался в результате метаморфизма органического вещества первично-осадочных пород. На органическую природу графита, содержащегося в гранулитах Лапландии, указывал П. Эскола (Eskola, 1952).

Гранат в породах гранулитовой формации распространен очень широко. Он содержится во всех разностях пород, исключая пироксеновые кристаллические сланцы, развитые к западу от оз. Нота. Однако наиболее высокие концентрации граната отмечаются в кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитах, где его количество обычно равно 10—30%.

В породах гранат обычно образует порфиробласты величиной 2—3 мм, но не редкость и кристаллы граната размером 2—3 см. Порфиробласты граната содержат многочисленные пойкилобластовые включения мелких зерен кварца, циркона, скопления игольчатых кристаллов силлиманита, рутила. Гранаты имеют неправильную форму зерен. Минерал обладает интенсивным красным цветом, прозрачен в небольших осколках. Показатели преломления гранатов, распространенных в породах гранулитовой формации, лежат в интервале 1,767—1,778.

Химический состав и оптические свойства гранатов гранулитовой формации приведены в табл. 3. Там же для сравнения даны составы гранатов из гранулитов Финской Лапландии и метаморфизованных интрузивных пород Адирондака. Гранаты, содержащиеся в породах гранулитовой формации Кольского полуострова и Лапландии, характеризуются весьма высоким содержанием пиропового и альмандинового компонентов и очень низким — андрадитового, гроссулярового и спессартинового. Сравнение этих гранатов с гранатами из интрузивных пород Адирондака, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Buddington, 1952), показывает, что последние отличаются более высоким содержанием гроссулярового компонента (рис. 3). Такое различие в составе гранатов из пород, метаморфизованных в условиях одной фации, в этих случаях, очевидно, указывает на некоторое различие состава первичного материала, который подвергался метаморфизму.

Низкие содержания спессартинового компонента и преимущественно пироп-альмандиновый состав гранатов может служить одним из критериев происхождения этих пород. Так, В. Е. Ляхович (1967 б) считает, что такие особенности состава гранатов присущи скорее всего породам первично-осадочного генезиса, подвергшимся интенсивному региональному метаморфизму. И действительно, пироп-альмандиновые гранаты наблюдаются во всех толщах парагранулитов Алданского, Анабарского и других кристаллических массивов (Коржинский, 1936; Рабкин, 1959; Лутц, 1964). Отсюда можно считать, что повсеместное развитие в породах гранулитовой формации Кольского полуострова и Лапландии пироп-альмандинового граната с очень небольшой примесью гроссулярового компонента указывает на принадлежность этих пород к первично-осадочным образованиям.

Силлиманит в заметном количестве присутствует только в кислых разностях пород гранулитовой формации: в кварц-полевошпатовых, биотит-силлиманитовых гранулитах и гнейсо-гранитах. Содержание этого минерала в породах характеризуется большой неравномер-

## Химический состав гранатов различных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации

Компо- ненты	Кольский полуостров, водораздел рек Лотта — Явр				Лапландия (Eskola, 1952)				Адирондак (Baddington, 1952)			
	XV-64	XVI-64	Р191-64	Р22-64	Э-9	Э-10	Э-12	Э-15	Б-11	Б-12	Б-13	Б-14
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	42,43	43,10	40,63	40,90	36,35	39,50	39,05	39,17	41,30	38,90	37,19	37,53
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,17	0,38	0,41	1,72	0,29	0,42	0,26	0,15	0,14	0,38	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,91	21,68	24,11	22,80	22,97	21,00	20,42	21,70	19,78	22,39	21,02	20,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	1,00	—	1,03	—	4,30	7,31	4,98	1,80	0,65	1,28	2,14
FeO	22,91	22,55	21,25	21,11	24,72	22,15	23,63	22,45	17,80	22,42	28,61	29,54
MnO	0,28	0,26	0,70	0,31	0,64	0,80	0,38	0,32	0,49	0,48	0,93	1,77
MgO	8,85	8,68	9,40	10,92	11,80	9,74	8,97	10,43	10,60	9,02	3,08	1,37
CaO	1,38	1,39	2,30	1,69	1,87	2,96	0,72	1,07	6,98	6,11	7,41	7,40
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,34	0,70	0,14	—	—	—	—	—	0,10	0,02	0,12
K <sub>2</sub> O	0,30	0,34	0,35	0,25	—	—	—	—	—	0,05	0,09	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,25	—	—	—	—	—	0,54	0,09	0,16	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,21	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	0,11	—	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	99,96	99,83	100,27	99,77	100,07	100,74	100,90	100,38	99,44	100,35	100,17	100,52

## Нормативный состав гранатов

Альман- дин	57,5	55,2	51,2	50,5	50,6	52,3	69,9	56,5	37,3	48,9	64,6	67,2
Пироп	36,9	37,2	38,5	43,9	43,3	34,5	32,2	38,1	39,6	33,6	11,9	5,5
Андра- дит	1,0	2,2	—	—	—	4,1	5,0	1,9	3,3	—	1,0	2,6
Гроссу- ляр	3,9	4,3	8,3	4,9	4,8	7,5	1,9	2,9	18,8	16,5	20,6	20,8
Спессар- тин	0,7	1,1	2,0	0,7	1,3	1,6	1,0	0,6	1,0	1,0	1,9	3,9
Показа- тель пре- ломления (n <sub>p</sub> )	1,773	1,777	—	1,772	1,760	1,7793	1,7848	1,7868	—	—	—	—

1 — из гнейсо-гранита (Fe<sub>1,52</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,05</sub>Ca<sub>0,11</sub>Fe<sub>0,08</sub><sup>+++</sup>Mn<sub>0,03</sub>)<sub>2,78</sub>(Al<sub>1,97</sub>F<sub>0,03</sub><sup>++</sup>)<sub>2</sub>[Si<sub>3,12</sub>O<sub>12</sub>];

2 — из кварц-полевошпатового гранулита

(Fe<sub>1,49</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,03</sub>Ca<sub>0,12</sub>Fe<sub>0,03</sub><sup>+++</sup>Mn<sub>0,03</sub>)<sub>2,70</sub>(Al<sub>1,94</sub>Fe<sub>0,06</sub><sup>+++</sup>)<sub>2</sub>[Si<sub>3,16</sub>O<sub>12</sub>];

3 — из пироксенового кристаллического сланца

(Fe<sub>1,29</sub><sup>++</sup>Mg<sub>0,97</sub>Ca<sub>0,21</sub>Mn<sub>0,05</sub>)<sub>2,52</sub>Al<sub>2,27</sub>[Si<sub>3,02</sub>O<sub>12</sub>];4 — из кварц-полевошпатового гранулита (Fe<sub>1,36</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,26</sub>Ca<sub>0,14</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>2,84</sub>Al<sub>2,03</sub>[Si<sub>3,02</sub>O<sub>12</sub>];

5 — из пироксенового кристаллического сланца

(Fe<sub>1,58</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,35</sub>Ca<sub>0,15</sub>Mn<sub>0,04</sub>)<sub>3,12</sub>Al<sub>2,08</sub>[(Si<sub>2,78</sub>Ti<sub>0,10</sub>)<sub>2,88</sub>O<sub>12</sub>];6 — из пироксенового кристаллического сланца (Fe<sub>1,40</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,10</sub>Ca<sub>0,24</sub>Fe<sub>0,18</sub><sup>+++</sup>Mn<sub>0,05</sub>);

7 — из биотитового гранулита

(Fe<sub>1,51</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,02</sub>F<sub>0,26</sub><sup>++</sup>Ca<sub>0,06</sub>Mn<sub>0,03</sub>)<sub>2,88</sub>Al<sub>1,84</sub>Fe<sub>0,16</sub><sup>+++</sup>)<sub>2</sub>[(Si<sub>2,97</sub>Ti<sub>0,02</sub>)<sub>2,99</sub>O<sub>12</sub>];

8 — из кварц-полевошпатового гранулита

(Fe<sub>1,42</sub><sup>++</sup>Mg<sub>1,18</sub>Fe<sub>0,22</sub><sup>+++</sup>Ca<sub>0,09</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>2,93</sub>(Al<sub>1,94</sub>Fe<sub>0,06</sub><sup>+++</sup>)<sub>2</sub>[(Si<sub>2,96</sub>Ti<sub>0,02</sub>)<sub>2,98</sub>O<sub>12</sub>].

Аналитики М. А. Канакина, А. Н. Зарубицкая, Т. В. Архангельская.

ностью и послойным распределением. Наиболее богаты силлиманитом биотит-силлиманитовые гранулиты, в отдельных прослоях которых содержится до 7% этого минерала (см. табл. 1 и 2).

Во всех породах силлиманит образует кристаллы призматической или игольчатой формы величиной от 0,5—2 до 3—10 мм. Минерал бесцветный, прозрачный и имеет следующие показатели преломления:  $n_g = 1,674—1,680$ ,  $n_p = 1,654—1,659$ .

Дистен, как и силлиманит, характерен для кислых разностей пород гранулитовой формации. Кроме того, существует территориальная ограниченность распределения дистена: этот минерал присутствует в основном в гранулитах Сальных Тундр. Это объясняется тем, что в гранулитах указанного региона силлиманит неустойчив и замещается дистеном. Причина этого явления, видимо, в том, что породы гранулитовой формации Сальных Тундр подверглись более интенсивным тектоническим воздействиям, чем в других районах.

Возможность замещения силлиманита дистеном при повышении давления установлена экспериментально (Clark, Robertson, Birch, 1957).

Дистен встречается в основной ткани гранулитов в виде зерен размером 0,3—1 мм. Цвет минерала белый или серый, реже голубой. Показатели преломления:  $n_g = 1,729—1,732$ ;  $n_p = 1,714—1,718$ .

Муллит встречен в некоторых разностях кварц-полевошпатовых гранулитов Сальных Тундр в количестве 0,03—0,9%.

Минерал распространен в основной ткани в виде мелких призматических кристаллов, по форме похожих на силлиманит. Однако в отличие от бесцветных кристаллов силлиманита муллит окрашен в бледно-розовый цвет. Показатели преломления муллита:  $n_g = 1,676$ ,  $n_p = 1,659$ .

Присутствие муллита в образованиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, каковыми являются гранулиты, до сих пор нигде не было известно: муллит встречался только в сильно спекшихся контактово-метаморфизованных глинистых породах и как синтетический материал в керамическом сырье. Экспериментально установлено, что температура образования минерала превышает 1000°С (Винчелл, 1953). Факт появления муллита в гранулитовой формации требует дальнейшего объяснения, поскольку минеральная ассоциация гранулитов, по всей видимости, образовалась при более низкой температуре (Файф и др., 1962; Лутц, 1964).

Гиперстен является главным породообразующим минералом пироксеновых кристаллических сланцев и биотит-гиперстеновых гранулитов, где его среднее содержание составляет 15,1—15,9%. В других породах гиперстен присутствует очень редко и в крайне ограниченном количестве.

Форма зерен гиперстена обычно неправильная, редко встречаются кристаллы, имеющие хорошо выраженные грани призмы. Размер зерен 0,1—1 мм. В гиперстенсодержащих кристаллических сланцах Сальных Тундр встречаются зерна гиперстена лентовидной формы размером до 3—5 мм. Цвет минерала в породе зеленовато-бурый. Плеохроизм отчетливый: от зеленого цвета по  $N_g$  до розового по  $N_p$ .

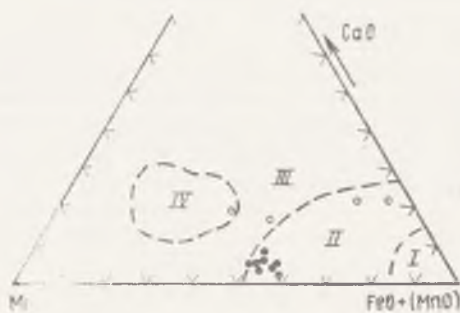


Рис. 3. Сравнительная диаграмма состава гранатов из гранулитов и кристаллических сланцев Кольского полуострова и Лапландии (темные кружки) с гранатом из метаморфизованных интрузивных пород Адирондака (светлые кружки).

Цифрами показаны поля составов гранатов (Лутц, 1964): I — в амфиболитовой фации; II — в гранулитовой фации, III — в эклогитовой фации, IV — в кимберлитах

Изучение оптических свойств и химического состава гиперстенов показало, что минерал характеризуется широким диапазоном колебаний значений железистости (табл. 4), которая меняется от 20 до 54 мол. % (включая гиперстены лапландских гранулитов), и показателей преломления:  $n_g$  изменяется от 1,691 до 1,734, а  $n_p$  — от 1,677 до 1,718.

Железистость гиперстена находится в прямой зависимости от общей железистости содержащей его породы. Такая зависимость особенно четко обнаруживается в безгранатовых дупироксеновых кристаллических сланцах гранулитовой формации Кольского полуострова и Финской Лапландии (рис. 4).

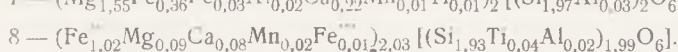
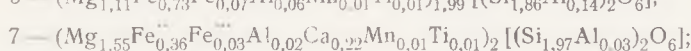
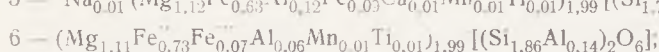
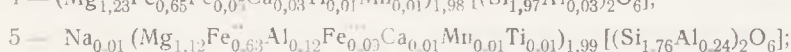
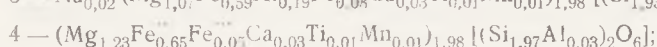
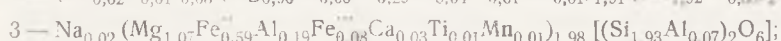
Таблица 4

Химический состав гиперстена, содержащегося в породах гранулитовой формации Кольского полуострова и Лапландии

Компоненты	Кристаллические сланцы среднего состава						Кристаллические сланцы основного состава	
	14-66	P19/1-64	P23/1-64	Э-5*	Э-9*	Э-10*	Э-4*	Э-2*
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,20	49,85	50,51	52,87	46,91	49,28	55,12	48,94
TiO <sub>2</sub>	—	0,40	0,34	0,49	0,51	0,46	0,52	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,51	8,29	4,60	0,68	8,26	4,51	1,25	0,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	1,36	2,65	2,00	3,02	2,61	1,26	0,24
FeO	18,79	18,65	18,41	20,89	19,88	25,13	11,96	30,97
MnO	0,40	0,36	0,32	0,29	0,20	0,24	0,20	0,76
MgO	18,42	16,74	18,80	22,13	20,02	19,65	29,10	15,36
CaO	0,79	—	0,72	0,89	0,34	—	0,40	1,82
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,22	0,24	—	0,10	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,15	0,32	0,17	—	0,06	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,04	—	Следы	0,16	—
C	—	0,38	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,76	2,95	3,05	—	0,30	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,32	0,32	0,04	—	0,03	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,29	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,34	—	—	—	—	—	—	—
Сумма		99,84	100,14	100,28	99,63	99,88	99,77	99,94

Оптические константы гиперстена

$n_g$	1,715	1,716	1,715	1,724	1,716	1,721	1,691	1,734
$n_p$	—	—	1,702	1,710	1,705	1,704	1,677	1,718
$2V$	—	—	—	—60°	—	—60°	—88°	—56°
$f$	39,5	40,0	39,5	46,0	41,0	44,0	20,0	54°



Примечание. Химические анализы (пробы) со звездочкой взяты у П. Эскола (Escola, 1952); остальные выполнены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР К. А. Степановой.

Состав (железистость) гиперстенов сохраняется на большом протяжении в различных прослоях пород гранулитовой формации. Примером может служить гиперстен пироксеновых кристаллических сланцев, которые в виде пласта мощностью 8—10 м прослеживаются в толще кварц-полевошпатовых гранулитов с левого берега р. Антерн-Йоки в западном направлении в общей сложности на 6 км. Нижняя часть пласта сложена двупироксеновыми скаполитсодержащими кристаллическими сланцами, которые в верхней части пласта сменяются гиперстеновыми кристаллическими сланцами. Железистость гиперстена в двупироксеновых скаполитсодержащих кристаллических сланцах равна 25—28 мол. %, а железистость гиперстена в гиперстеновых кристаллических сланцах 32—38 мол.%. Такое распределение железистости гиперстена сохраняется на всем протяжении пласта.

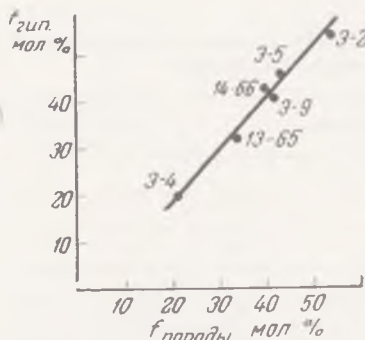


Рис. 4. Соотношение железистости гиперстена ( $I_{гип}$ ) и железистости содержащей его породы ( $I_{пор}$ ). Точки 3-1, 3-9, 3-5, 3-2 нанесены по данным П. Эскола (Eskola, 1952)

Таким образом, используя то, что железистость гиперстена находится в прямой зависимости от железистости содержащей его породы, становится возможным выделять и прослеживать по простиранию отдельные горизонты пироксеновых кристаллических сланцев в толще гранулитовой формации.

Особенностью химического состава гиперстенов, содержащихся в породах гранулитовой формации Кольского полуострова и Лапландии, является высокое содержание глинозема. Вообще примесь глинозема в количестве 1—4% в гиперстенах пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, является обычным явлением (Файф и др., 1962; Лутц, 1964; Eskola 1952), но в нашем случае содержание  $Al_2O_3$  в некоторых породах достигает 8% (см. табл. 4). Такая особенность состава гиперстенов изучаемых метаморфических пород, видимо, может свидетельствовать как о большой насыщенности первичных пород глиноземом, так и о повышенных (для гранулитовой фации) давлениях при метаморфизме (Ringwood, 1964).

Клинопироксен, как и гиперстен, постоянно встречается в пироксеновых кристаллических сланцах, где его содержание достигает нескольких процентов. В остальных породах гранулитовой формации клинопироксен является второстепенным минералом.

Зерна клинопироксена обычно мельче зерен ромбического пироксена, достигают величины 0,05—0,2 мм и равномерно распределяются в основной ткани пород. Минерал имеет зеленый цвет, не плеохроирует и характеризуется следующими оптическими константами:  $n_g = 1,713—1,721$ ,  $n_p = 1,683—1,690$ ,  $2V$  около  $+60^\circ$ .

Химический состав клинопироксена из двупироксенового кристаллического сланца (пробы 14—66; гранулитовая формация; водораздел рек Лотта и Явр) следующий (в %):  $SiO_2$  50,89;  $TiO_2$  0,10;  $Al_2O_3$  4,59;  $Fe_2O_3$  5,86;  $FeO$  4,89;  $MnO$  0,22;  $MgO$  11,82;  $CaO$  18,62;  $Na_2O$  0,64;  $K_2O$  0,15;  $H_2O^+$  0,65;  $H_2O^-$  0,21;  $CO_2$  0,92. Сумма 99,56% (аналитик К. А. Степанова).

Его кристаллохимическая формула



Приведенные оптические константы, а также химический состав показывают, что клинопироксены пород гранулитовой формации относятся к изоморфному ряду диопсид — геденбергит и соответствуют составу салита.

Биотит присутствует практически во всех разностях пород гранулитовой формации. В кварц-полевошпатовых гранулитах, в пироксеновых кристаллических сланцах основного состава и гнейсо-гранитах среднее содержание биотита не превышает 0,3—0,4%. В биотит-гиперстеновых гранулитах и пироксеновых кристаллических сланцах среднего состава количество биотита в среднем равно 1,0—2,8%. Распределен биотит в породах неравномерно: минерал заметно насыщает одни прослойки и совсем отсутствует в других.

Во всех разностях гранулитов в основной ткани пород среди зерен кварца, полевых шпатов, силлиманита, рутила обычно наблюдаются мелкие (величиной 0,05—0,2 мм) чешуйки красно-бурого биотита. В этих же породах по трещинкам в гранате, в силлиманите или гиперстене развиваются скопления более мелких чешуек биотита, который имеет иную (буро-зеленую) окраску. В пироксеновых кристаллических сланцах буро-зеленый биотит развит наиболее широко. Листочки биотита кристаллических сланцев отличаются более крупными размерами и достигают 0,5—1 мм. Биотит часто развивается вокруг зерен гиперстена, проникает по трещинам в пироксены.

Биотит, встречающийся в основной ткани пород и находящийся в равновесных взаимоотношениях с другими минералами гранулитов, вероятно, образовался вместе с породой в процессе прогрессивного регионального метаморфизма. Такой биотит имеет красно-буровую окраску. Буро-зеленый биотит, наблюдающийся по трещинам в различных минералах пород гранулитовой формации, видимо, развивался, замещая эти минералы, и является более поздним, наложенным.

Выделяемые биотиты заметно отличаются как по показателям преломления, так и по железистости. Так, красно-бурые биотиты имеют  $n_g = 1,631—1,641$  и железистость 35,0—35,6 мол. %\*, а буро-зеленые биотиты —  $n_g = 1,644—1,678$  и железистость 46—47 мол. %.

Роговая обманка отмечается в основном во всех породах гранулитовой формации, но ее количество очень небольшое. До первых процентов содержание роговой обманки поднимается только в некоторых разностях пироксенсодержащих пород. Минерал встречается в породах эпизодически и не пользуется широким распространением.

Ильменит и магнетит распространены во всех типах пород гранулитовой формации. Эти минералы по количеству в породах обычно относятся к второстепенным, так как содержание их не превышает 1%. И только в биотит-гиперстеновых гранулитах содержание ильменита и магнетита поднимается до 1—3%.

Морфологической особенностью ильменита, содержащегося в породах гранулитовой формации, является отсутствие у его кристаллов хорошо выраженных кристаллографических очертаний. Форма его зерен обычно неправильная, комковатая. Размер зерен 0,1—1,5 мм. Цвет минерала синеvато-черный.

Магнетит, наоборот, представлен в породах кристаллами хорошо выраженной октаэдрической формы, их размер равен 0,1—0,5 мм, цвет черный.

Рутил присутствует во всех разностях изучаемых пород. Кварц-полевошпатовые и биотит-силлиманитовые гранулиты обычно содержат рутил в количестве 0,1—1,0%, в остальных же типах пород гранулитовой формации количество рутила значительно уменьшается. Особенностью распределения рутила в породах является то, что даже в пределах толщи пород, относительно однотипных и однородных по минеральному составу, структуре и текстуре, им бывают более насыщены только отдельные прослойки.

\* Железистость в биотитах вычислена на основании химического состава этих минералов.

Рутил обладает длиннопризматическим, даже игольчатым габиту-сом, его кристаллы имеют длину 0,5—5 мм. Минерал густо окрашен, в темно-красных и коричневых тонах. Густотой окраски минерал похож на нигрин.

Химический состав рутила, содержащегося в кварц-полевошпатовом гранулите (проба XVI—64, водораздел рек Лотта — Явр), следующий (в %): SiO<sub>2</sub> 1,29; TiO 94,68; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,84; FeO 0,22; MgO 1,33; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,07; Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,65; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,02; п.п.п. 0,63. Сумма 99,73%. (Аналитик Л. Н. Любонилова).

Как можно видеть, в рутиле кварц-полевошпатового гранулита содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO достигает только 1,06%, чем он вопреки темной окраске совсем не соответствует нигрину.

Циркон является одним из наиболее распространенных минералов пород гранулитовой формации. По содержанию в породах, которое обычно варьирует от десятков до сотен граммов на тонну, этот минерал относится к второстепенным. В общем, наблюдается закономерное уменьшение средних содержаний циркона от кислых разностей к основным: наиболее высокой концентрация циркона оказывается в кварц-полевошпатовых гранулитах, наименьшей — в пироксеновых кристаллических сланцах основного состава (см. табл. 1). Кроме того, даже в пределах одних и тех же разностей пород, мало отличающихся по составу и находящихся в одном стратиграфическом разрезе, отмечаются 2—3-кратные колебания содержания циркона.

В результате статистической обработки массовых морфометрических измерений зерен циркона установлено, что в кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитах преобладают цирконы размером 0,09—0,1 мм по длинной оси и с удлинением 1,0—1,5. В пироксеновых кристаллических сланцах часто преобладают более крупные цирконы, имеющие размер 0,5 мм по длинной оси и широкий диапазон удлинений: от 1,1 до 5,2 (табл. 5). В гнейсо-гранитах присутствуют цирконы в большинстве своем более крупные, чем в гранулитах (0,1—0,5 мм по длинной оси и с удлинением 2,0—5,0).

В породах гранулитовой формации Кольского полуострова развиты в первичной степени прозрачные розовые и пурпурные цирконы-гидроциты, но вместе с ними встречаются бурые и белые непрозрачные разности.

Размеры и степень удлинения зерен цир

Порода, № пробы	Преобладающий размер зерен в мм	Степень				
		1,1	1,3	1,5	1,7	1,9
Кварц-полевошпатовый гранулит (31—66)	0,1	35,0*	17,5	20,5	12,5	8,5
Кварц-полевошпатовый гранулит (30—66)	0,09	45,5	22,0	15,5	6,0	3,5
Биотит-силлиманитовый гранулит (29—66)	0,09	53,0	25,5	9,5	7,0	2,5
Гиперстеновый кристаллический сланец (25—66)	0,5 по длинной оси	1,0	3,0	2,5	6,5	16,5

Примечание. Для замеров брались по 200 зерен циркона из каждой

\* Частота встречаемости дана в %.

Такие разновидности пород гранулитовой формации, как кварц-полевошпатовые, биотит-силлиманитовые и биотит-гиперстеновые гранулиты, а в некоторых случаях и пироксеновые кристаллические сланцы среднего состава, характеризуются присутствием в каждой из них различных морфологических типов циркона (Горощенко, 1968). В этих породах наблюдаются зерна циркона округлой формы, на которых, однако, заметны грани дипирамид и призмы, но ребра сглаженные, поверхность зерен матовая и шероховатая (рис. 5). Такие особенности позволяют считать эти зерна циркона окатанными. Выделяются окатан-

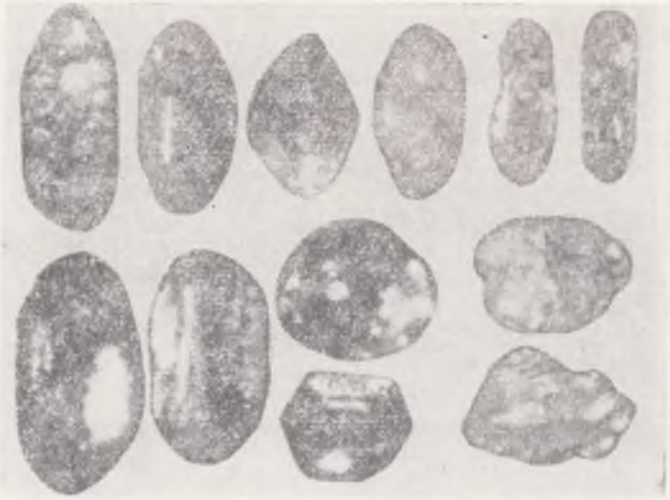


Рис. 5. Морфологические типы циркона кварц-полевошпатового гранулита. пр. P7/3-63,  $\times 300$

ные длиннопризматические, короткопризматические и совершенно круглые зерна. Многие зерна циркона несут следы не только окатывания, но и расколоты (рис. 6).

Таблица 5

кона из пород гранулитовой формации

удлинения										
2,1	2,3	2,5	2,7	2,9	3,1	3,3	3,5	3,7	3,9	4,0-5,2
—	3,0	2,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—
1,5	1,5	0,5	1,5	—	—	—	—	—	—	—
0,5	0,1	—	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—
8,0	8,0	10,0	8,0	12,0	7,0	4,5	2,0	2,5	4,0	4,5

породы.



Отдельные цирконы имеют сложное строение зерна: в них различаются непрозрачные округлые ядра, которые обрамлены прозрачной оболочкой регенерации, имеющей иной характер трещиноватости и даже иногда иную оптическую ориентировку. Такие сложные по строению зерна циркона сохраняют ту форму, которая присуща ядру (рис. 7).

В некоторых разностях пород гранулитовой формации, таких, как двупироксеновые кристаллические сланцы, наблюдаются цирконы комковатой формы, содержащие мелкие включения и вростки отдельных минералов этих пород (рис. 8).

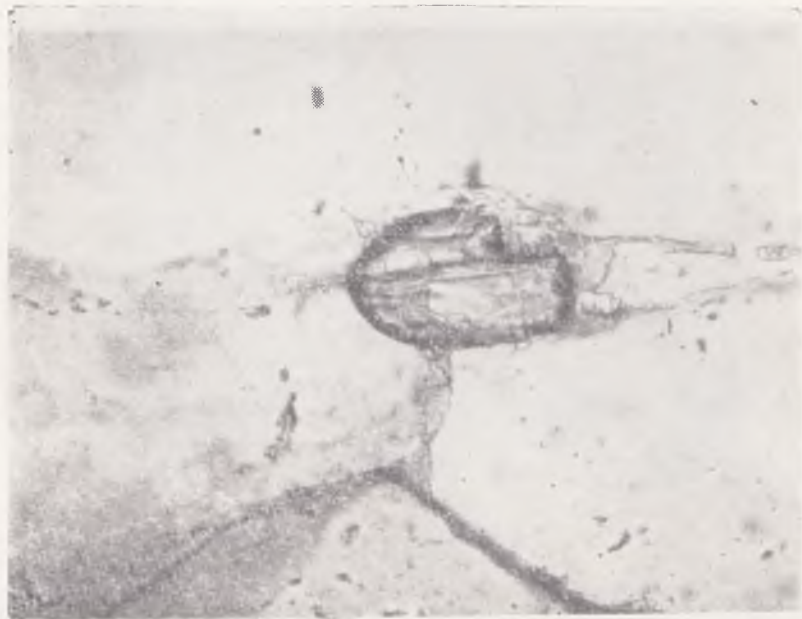


Рис. 6. Обломок окатанного зерна циркона, заключенного в плагиоклаз, кварц-полевошпатовый гранулит, пр. 15-65,  $\times 500$

В гнейсо-гранитах преобладают длиннопризматические сравнительно идиоморфные зерна циркона, в меньшем количестве распространены более мелкие окатанные зерна.

В породах гранулитовой формации развиты в основном цирконы округлой и комковатой формы и только в гнейсо-гранитах присутствуют сравнительно идиоморфные кристаллы. К округлым цирконам относятся: 1) окатанные, но простые по внутреннему строению зерна; 2) зерна, содержащие округлые, видимо, окатанные ядра, которые окружены прозрачной оболочкой.

Цирконы, присутствующие в различных породах гранулитовой формации, различаются по генезису: окатанные и обломочные зерна являются цирконом древних осадочных пород; цирконы с ядрами возникли в результате регенерации окатанных зерен; комковатые и идиоморфные цирконы образовались целиком при перекристаллизации породы.

В гранулитах и некоторых разностях пироксеновых кристаллических сланцев количество зерен циркона, которые несут следы окатывания или содержат окатанные ядра по отношению ко всей совокупности зерен, составляет 90—100%. Присутствие в указанных породах большого количества окатанных зерен циркона, наличие обломочных форм, большое разнообразие морфологических типов — все это является признаком первично-осадочной породы метаморфических пород (Ляхович,

1967а; Poldervaart, 1949) и позволяет считать породы гранулитовой формации Кольского полуострова, содержащие окатанный циркон, также первично-осадочного генезиса.

Действительно, разнообразие морфологических типов цирконов и окатанная форма их зерен являются следствием образования содержащих их гранулитов из осадочных пород, потому что только в процессе седиментации могут скапливаться различные по типоморфным признакам зерна одного минерала, а их округлая форма приобретает при длительной транспортировке осадка водными потоками (Poldervaart,

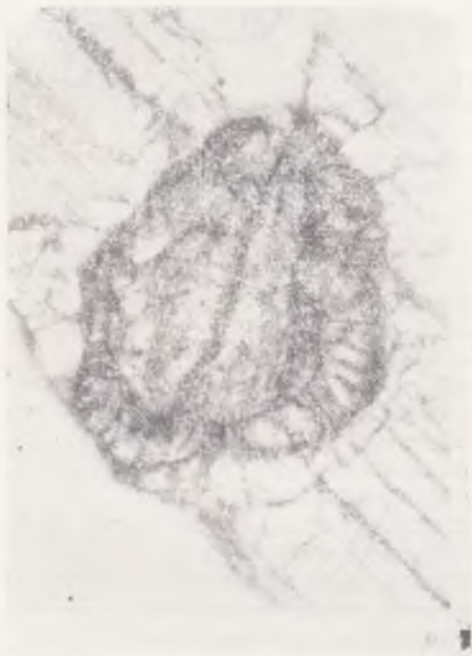


Рис. 7. Регенерированное зерно циркона. Видно бесформенное округлое ядро. Биотит-силлиманитовый гранулит, пр. 5—66,  $\times 500$

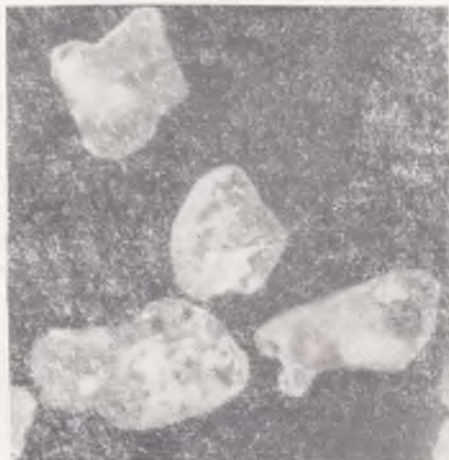


Рис. 8. Комковатые (метаморфогенные) зерна циркона из двупироксенового кристаллического сланца, пр. Р4 3-Е1,  $\times 200$

1955). Циркон оказывается настолько устойчивым минералом, что его зерна сохраняются без перекристаллизации при последующих метаморфических преобразованиях осадочного материала. Породы гранулитовой формации Кольского полуострова являются не единственным примером сильно метаморфизованных образований, возникших за счет осадков, в которых зерна циркона остаются окатанными. Присутствие окатанных зерен циркона в гранулитах других районов (McLachlan, 1951) и в силлиманитовых гнейсах Индии (Murthy, Siddique, 1964) доказывает, что метаморфизм даже в условиях гранулитовой фации не приводит к полной перекристаллизации цирконов, и в метаморфических породах сохраняются в большом количестве зерна циркона первичных пород.

Монацит (акцессорный) отмечен в кварц-полевошпатовых, биотитсиллиманитовых гранулитах и гнейсо-гранитах. Но даже в указанных разностях пород монацит встречается только в отдельных прослоях. Форма зерен монацита таблитчатая, их размер 0,05—0,3 м.м. Содержание монацита в гранулитах достигает 0,02—0,03%, что значительно превосходит среднее содержание этого минерала в гранитах (Ляхович, 1967а), и сопоставимо, например, с содержанием монацита в метаморфизованных монацит-цирконовых россыпях Блайнд-Ривер (Сердюченко

и др., 1964, стр. 47). С другой стороны, как считает Оверстрит (Overstreet, 1960), монацитом всегда более богаты глубокометаморфизованные парапороды, содержащие первичный глинистый материал. Таким образом, монацитонность гранулитов более всего сближает их с метаморфизованными осадочными породами.

Апатит является характерным второстепенным минералом биотит-гиперстеновых гранулитов и пироксеновых кристаллических сланцев. В других породах гранулитовой формации он встречается редко и в очень небольшом количестве.

Апатит в породах представлен мелкими зернами короткопризматической формы, на которых наблюдаются хорошо развитые грани призмы и очень плохо развитые торцевые грани пирамид. Размер зерен лежит в пределах 0,05—0,5 мм.

Пирит, халькопирит и пирротин встречаются в породах часто, но их содержание крайне невелико. Сульфиды представлены в породах мелкими бесформенными зернами.

Шпинель, турмалин, флюорит принадлежат к числу минералов, которые встречены всего в нескольких случаях в кварц-полевошпатовых и биотит-силлиманитовых гранулитах в количестве нескольких знаков на пробу.

Лейкоксен и лимонит являются, вероятно, вторичными минералами. Лейкоксен обычно находится в сростаниях с ильменитом и рутилом и встречается во всех породах гранулитовой формации, а лимонит наблюдается в форме корочек на зернах пирита.

Проведенное изучение особенностей распределения, морфологии и химического состава минералов, слагающих породы гранулитовой формации Кольского полуострова, позволило выявить дополнительные признаки первично-осадочной природы многих разностей пород этой метаморфической толщи. Свидетельством возникновения пород гранулитовой формации за счет осадков может служить: 1) присутствие гранатов, которые по составу соответствуют гранатам парагранулитов Анзбарского, Алданского и других кристаллических массивов и заметно отличаются от гранатов метаморфизованных интрузивных пород; 2) изменение железистости гиперстена пироксеновых кристаллических сланцев в значительных пределах и полная зависимость от общей железистости содержащей его породы, в то же время железистость и оптические свойства этого минерала оказываются постоянными на большом протяжении в пределах отдельных горизонтов кристаллических сланцев; 3) присутствие в гранулитах графита и в большом количестве высокоглиноземистых минералов, таких, как силлиманит, дистен, муллит; 4) содержание в породах монацита\*, скаполита и рутила в количествах, не свойственных магматическим образованиям; 5) высокое содержание окатанных зерен циркона во всех породах, кроме некоторых разностей пироксеновых кристаллических сланцев. Еще одним признаком первично-осадочной природы пород гранулитовой формации является то, что в них наблюдается слоистое распределение как главных породообразующих минералов (кварца, полевых шпатов, пироксенов, биотита), так и перечисленных выше наиболее показательных минералов: граната, силлиманита, рутила, монацита\*, графита, окатанных зерен циркона. Присутствующие в данных метаморфических образованиях цирконы, неперекристаллизованные в процессе метаморфизма, позволяют получить некоторое представление об особенностях литологии исходных осадочных пород. Рассмотрение морфологических особенностей окатанных зерен циркона, содержащихся в гранулитах и кристаллических сланцах, дает возможность решить вопрос об источниках первичного терригенного материала. Например, если обратиться к совокупности окатанных

\* В акцессориях.

зерен циркона, наблюдающихся в кварц-полевошпатовом гранулите (см. рис. 5), то можно видеть, что здесь представлены цирконы, принадлежащие к различным типам пород. Так, изометричные и шарообразные зерна окатанного циркона с весьма укороченными гранями призмы наиболее типичны для габброндов (Соболев, 1965; Ляхович, 1967б) и щелочных пород (Крейтер, 1965). Источником удлиненных призматических зерен различного цвета и прозрачности несомненно были гранитонды. А высокая степень окатанности зерен циркона в этой породе говорит о том, что осадочный материал, сформировавший гранулит, подвергался длительной переработке.

Основываясь на результатах изучения циркона гранулитов и пироксеновых кристаллических сланцев и учитывая химический состав этих пород, можно установить возможный литологический состав их первично-осадочных аналогов. Конечно, пересчет химического состава метаморфических пород на минеральный состав исходных осадков производится исходя из того, что условия осадкообразования и осадконакопления в докембрии были такими же, как и более молодых неметаморфизованных отложений. Однако детальные исследования литологии докембрийских толщ позволили А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (Сидоренко, Лунева, 1961; Сидоренко, 1967) установить, что существует принципиальное сходство процессов выветривания, переноса и отложения осадков в докембрии и фанерозое. Важным для нас является также вывод Б. М. Роненсона (1961, 1967) о том, что метаморфические породы сохраняют все особенности состава первичных пород.

Для выявления первичного литологического состава были взяты четыре наиболее характерные разности пород гранулитовой формации: кварц-полевошпатовые гранулиты, кварц-полевошпатовые гранулиты, обогащенные кварцем, биотит-силлиманитовые гранулиты и гиперстеновые кристаллические сланцы. Эти породы представляют различные прослои одного разреза. В них содержатся окатанные зерна циркона. Как следует из табл. 5, в гранулитах преобладают цирконы размером 0,09—0,1 мм, а в гиперстеновом кристаллическом сланце цирконы крупнее. Сравнивая содержание циркона в тяжелой фракции этих пород (см. табл. 2) с расчетным (по содержанию в породе), можно видеть, что наибольшее расхождение между расчетным и реальным содержанием циркона оказалось в биотит-силлиманитовом гранулите (табл. 6), где степень потери достигает 18,8, наименьшим — расхождение в кварц-полевошпатовых гранулитах (степень потери уже равна 2,1—4,0) а в гиперстеновых кристаллических сланцах почти не наблюдается различия между расчетным и реальным содержанием циркона в тяжелой фрак-

Таблица 6  
Сравнительная характеристика содержаний циркона в различных породах гранулитовой формации

Порода, № пробы	Содержание $ZrO_2$ в породе в вес. %	Расчетное количество циркона (по $ZrO_2$ ), в г/т	Содержание циркона, подсчитанное в тяжелой фракции, в г/т	Степень потери
Кварц-полевошпатовый гранулит, обогащенный кварцем (31—66)	0,054	800	389,5	2,1
Кварц-полевошпатовый гранулит (30—66)	0,040	600	148,3	4,0
Биотит-силлиманитовый гранулит (29—66)	0,045	670	35,7	18,8
Гиперстеновый кристаллический сланец (25—66)	0,020	300	229,3	1,3

ции. Такое несоответствие объясняется потерей значительной части мелких зерен циркона (менее 0,05 мм) в процессе обработки проб и, очевидно, за счет рассеяния циркония в других минералах. Действительно, просмотр шлифов указанных гранулитов показал, что в них присутствуют в значительном количестве зерна циркона размером менее 0,05 мм, которые в искусственных шлихах уже почти не встречаются.

Результаты приведенных пересчетов показывают, что наибольшее количество мелкого циркона содержалось в биотит-силлиманитовых гранулитах. Видимо, исходными породами этих гранулитов были очень тонкозернистые осадки, которые, судя по высокому содержанию  $Al_2O_3$ , равному 21,68%, соответствовали глинистым породам (Бельков, 1963). Кварц-полевошпатовые гранулиты также содержали достаточное количество мельчайших зерен циркона, которые не улавливались при обработке пробы, поэтому их первичный материал, видимо, был мелкозернистым песчаным осадком с большим количеством частиц алевритовых и даже пелитовых. И, наконец, гиперстеновые кристаллические сланцы также являются первично-осадочными породами, но циркон в них значительно крупнее, зерна плохо отсортированы и окатаны слабее, чем в гранулитах. Эти породы характеризуются высоким содержанием  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Na_2O$ . Этим кристаллические сланцы напоминают плохо отсортированные осадочные породы типа граувакк.

#### Предполагаемый состав изучаемых разностей пород гранулитов

Компоненты			
Кварц-полевошпатовый гранулит, обогащенный кварцем Проба 31-66		Кварц-полевошпатовый гранулит Проба 30-66	
Кремнезём (скорее всего кварц)	65,35	Кремнезём (видимо, кварц)	49,42
Плагиоклаз — $Ab_{30}An_{70}$	15,76	Глина монтмориллонитовая	21,38
Ортоклаз — $Or_{30}Ab_{30}$	3,26	Глина гидрослюдистая	14,56
Глина монтмориллонитовая	11,99	Ортоклаз	7,20
Оксиды железа	3,12	Плагиоклаз $Ab_{30}An_{70}$	3,61
Рутил	0,44	Оксиды железа	3,48
Циркон	0,08	Рутил	0,27
		Циркон	0,05
		Углерод	0,03

\* С поправкой на средние содержания воды в глинистых и аугитенных минералах и  $CO_2$ .

Для уточнения литологических особенностей пород взятого разреза, основываясь на результатах изучения содержащегося в них циркона, произведен пересчет химических составов пород гранулитовой формации на предполагаемый первичный минеральный состав осадочных пород. Была принята методика вычислений, разработанная О. М. Розеном (1966). За основу для пересчетов взяты известные химические составы глин и различных минералов, встречаемых в осадочных породах (Викулова, 1958; Бетехтин, 1956; Винчелл, 1953).

Результаты пересчетов показывают (табл. 7), что кварц-полевошпатовые обогащенные кварцем гранулиты по исходному составу соответствуют в основном песчаным осадкам, в которых преобладал кварц, присутствовали плагиоклазы и калиевый полевой шпат; примесь глинистого материала была незначительной.

Первичными породами другой разности гранулитов, видимо, были также песчаные осадки, но с большим содержанием глинистого материала.

Биотит-силлиманитовые гранулиты возникли за счет глинистых осадков, в которых содержались в небольшом количестве кремнезем (видимо, кварц) и минерал типа глауконита.

Возможный минеральный состав осадка для гиперстеновых кристаллических сланцев более приближенный, так как в нем, видимо, содержалось большое количество обломков и минералов глубинных основных пород, которые легко разлагались (выветривались), переходили в глинистые и аутигенные минералы, такие, как шамозит; в таком осадке, кроме того, могли присутствовать в заметном количестве плагиоклазы и доломит.

Следует заметить, что приведенный пересчет химического состава гиперстеновых кристаллических сланцев на возможный минеральный состав исходных осадков сделан на примере такой разности пород, в которой содержатся окатанные зерна циркона. Однако в толще гранулитовой формации развиты пироксеновые кристаллические сланцы, содержащие не окатанные, а комковатые метаморфогенные цирконы. Пересчет таких пород на первичные осадки будет правомерным, если в них все же имеются доказательства (уже не по окатанному циркону) первично-осадочной природы.

Проведенная реконструкция первичной природы наиболее характерных разностей пород гранулитовой формации, находящихся в едином разрезе, показала, что разрез исходных осадочных отложений

Таблица 7

вой формации в пересчете на осадочные породы\* (в вес. %)

пород			
Биотит-силлиманитовый гранулит Проба 29—66		Гиперстеновый кристаллический сланец Проба 25—66	
Глина гидрослюдистая	42,48	Глина монтмориллонитовая	23,60
Глина каолининовая	15,90	Глина гидрослюдистая	10,69
Глина монтмориллонитовая	15,60	Плагиоклаз — $Ab_{70}An_{30}$	22,45
Глауконит	12,26	Шамозит	17,15
Кремнезем (видимо, кварц)	13,25	Доломит	12,88
Рутил	0,12	Кремнезем (видимо, кварц)	12,54
Циркон	0,04	Рутил	0,66
Силикат магния	0,35	Циркон	0,03

в карбонатах.

представлял собой переслаивание песчаных осадков, содержавших глинистый материал, с существенно глинистыми осадками. В песчано-глинистых породах встречались в виде горизонтов отложения, напоминающие граувакки.

\*

\* \*

Метаморфические породы гранулитовой формации Кольского полуострова по минеральному составу разделяются на кварц-полевошпатовые, биотит-силлиманитовые, биотит-гиперстеновые гранулиты и пироксеновые кристаллические сланцы.

Изучение особенностей распределения, химического состава и других свойств породообразующих минералов позволило найти новые доказательства первично-осадочной природы для большинства разностей пород гранулитовой формации.

Во всех разновидностях гранулитов и некоторых пироксеновых кристаллических сланцах присутствуют в большом количестве окатанные и обломочные зерна циркона. В этих же породах развиты регенерированные зерна циркона, содержащие округлые ядра этого минерала. Содержание в гранулитах и кристаллических сланцах окатанных и обломочных форм циркона, свойственных осадочным породам, является наиболее важным признаком первично-осадочной природы указанных метаморфических пород гранулитовой формации Кольского полуострова.

Дополнительным свидетельством того, что гранулиты и некоторые пироксеновые кристаллические сланцы образовались в результате метаморфизма осадочной толщи, служит широкое распространение в них высокоглиноземистых минералов (силлиманита, дистена, муллита), а также минералов, содержащих фосфор и акцессорные редкие земли (монацит), анионы  $Si$  и  $CO_3$  (скаполит) и углерод (графит).

Установлен отчетливо слоистый характер распределения в породах большинства породообразующих минералов.

Пересчет химического состава наиболее часто встречающихся первично-осадочных пород гранулитовой формации, проведенный с учетом количества и размеров содержащихся в них окатанных зерен циркона, показал, что исходными породами гранулитов являются песчано-глинистые осадки, а отдельные прослои гиперстеновых кристаллических сланцев образовались, видимо, в результате метаморфизма отложений типа граувакк.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.—Л., изд-во АН СССР, 1963.

Беляев К. Д. Новые данные по структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. Тезисы доклада на регион. петрогр. совещ. по магматизму Балт. шита. Апатиты, 1968.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Гостеолтехиздат, 1956.

Викулова М. Ф. Глинистые породы. В кн. «Справочное руководство по петрогр. осадочных пород». Л., Гостоптехиздат, 1958.

Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М., изд-во ИЛ, 1953.

Володин Е. Н. О гранулите. Вестн. ЛГУ, сер. биол., геогр. и геол., вып. 2, № 4, 1953.

Володин Е. Н. Докембрий Мурманской области. В сб. «Материалы и Лабор. геол. докембрия», вып. 2. Л., изд-во АН СССР, 1954.

Горощенко Г. Л. Циркон как один из критериев первичной природы пород гранулитовой формации Кольского полуострова. Докл. АН СССР, т. 183, № 1, 1968.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. Центр. научн.-исслед. геологоразв. ин-та, вып. 86, 1936.

Крейтер Д. С. Типоморфные особенности циркона и апатита в породах щелочного комплекса (Урал). Изв. вузов «геология и разведка», № 10, 1965.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., изд-во «Наука», 1964.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Наука», 1967а.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы гранулитов и чарнокитов. Минерал. сб. Львовск. гос. ун-та, вып. 2, № 21, 1967б.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.

Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., Гостеолтехиздат, 1959.

Розен О. М. Геология раннего докембрия Кочетавского массива. Автореф. дисс., МГУ, 1966.

Роненсон Б. М. Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрез в толщах кристаллических сланцев. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 36, № 1, 1961.

Роненсон Б. М. Геологические и петролого-геохимические предпосылки рациональной методики геологического картирования докембрийских кристаллических комплексов. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия», Л., изд-во «Наука», 1967.

Сердюченко Д. П., Зотов И. А., Потемкин К. В. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. М., изд-во «Наука», 1964.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., изд-во АН СССР, 1961.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В сб. «Проблемы осадочной геол. докембрия», вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М., изд-во «Наука», 1965.

Суслова С. Н. Некоторые вопросы генезиса гиперстеновых диоритов на Кольском полуострове. Тезисы доклада на регион. петрогр. совещ. по магматизму Балт. шита. Апатиты, 1968.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во ИЛ, 1962.

Федкова Т. А. О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова. В сб. «Древнейшие осадочно-вулкано-огнев. и метаморфические комплексы Кольского полуострова», Л., изд-во «Наука», 1966.

Федкова Т. А. К вопросу о природе пород толщи гранатовых амфиболитов в районе Сальных тундр Кольского полуострова. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», М., изд-во «Недра», 1967.

Buddington A. F. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Amer. Journ. Sci., Bowen vol., pt 1, 1952.

Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite—sillimanite equilibrium relation at high temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., 255, N 9, 1957.

Eskola P. On the granulites of Lapland. Amer. Journ. Sci., Bowen vol., pt 1, 1952.

Mc'Lachlan G. R. The aegerin—granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire. Miner. Mag., 29, N 212, 1951.

Murthy M. V. N., Siddiquie H. N. Studies on zircons from garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andra Pradesh, India. Journ. Geol., 72, N 1, 1964.

Overstreet W. Metamorphic grade and the abundance of the ThO<sub>2</sub> in monazite. Geol. Surv. Profess. Paper, N 400—B, 1960.

Poldervaart A., von Backstrom J. A study of an area of Kakamas (Cape Province). Trans. Geol. Soc. South Africa, 52, p. 433, 1949.

Poldervaart A. Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. Amer. Journ. Sci., 253, N 8, 1955.

Ringwood A. E., Green D. H. Experimental investigations bearing on the nature of the Mohorovičić discontinuity. Nature, vol. 201, N 4919, 1964.



А. С. КОРЯКИН

## О ПРИЗНАКАХ ПЕРВИЧНО-ЭЛЮВИАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА НЕКОТОРЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД КАРЕЛИИ

Среди областей развития докембрийских метаморфизованных толщ, где пытаются выявить первичные коры выветривания, Карелия является одним из наиболее интересных районов. На ее территории обнаружены протерозойские метаморфогенные сланцы кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового и тальк-карбонат-хлоритового состава, генетическая связь которых с более древними гранитами, пикритами, полимиктовыми конгломератами и основными эффузивами отчетливо установлена. Многие исследователи, также основываясь главным образом на общегеологических и петрографических данных, склонны рассматривать упомянутые сланцы как древнейшие первично-элювиальные образования.

Цель наших исследований заключается в том, чтобы, определив четкие критерии, выяснить, действительно ли являются породы, «подозреваемые» в изначально элювиальном происхождении, элювиальными образованиями и, если это так, попытаться разделить в них явления метаморфизма и явления, вызванные разложением минерального вещества при сверхдревнем выветривании, реставрировав, по возможности, характер и направленность последнего.

В Центральной Карелии (район оз. Сегозеро) нами изучались предполагаемые протерозойские «коры выветривания», развитые на гранитах, пикритах, полимиктовых конгломератах и диабазах. Гранитная «кора» отличается здесь лучшей сохранностью и наибольшей распространенностью, а материнские граниты — относительной простотой состава, поэтому на них и было вначале направлено основное внимание. Вероятная досреднепротерозойская кора выветривания гранитов кристаллического фундамента представляет собой кварц-серицитовую породу, мощность слоя которой в наиболее представительных разрезах составляет 15—20 м. В направлении к перекрывающим ее ятулийским метаосадкам кварц-серицитовая порода часто обнаруживает сланцеватое строение.

Геологические, морфологические, текстурно-структурные, минералогические и геохимические факты, вместе взятые, с достаточной, как нам кажется, определенностью свидетельствуют о первично-элювиальном происхождении кварц-серицитовой породы. Приуроченность кварц-серицитового горизонта к нижележащим гранитам, с одной стороны, и перекрывающим его бесспорно осадочным породам ятулия — с другой, уже сама по себе опровергает выдвигаемые иногда утверждения, что кварц-серицитовые сланцы будто бы «...могут представлять собой простые зоны смятия, пересекающие различные породы» (Эскола, 1967). Кроме того, многочисленные в пределах Карелии\* обнажения серици-

\* Кварц-серицитовые образования, аналогичные карельским, зафиксированы в Финляндии, Швеции, на Украине, а также в Канаде, Южной Америке, Южной Африке, Индии, Китае, Австралии.

тизированных гранитов (гранито-гнейсов) и кварц-серицитовых сланцев в основании ятулийской толщи (Метцгер, 1924; Харитонов, 1938, 1941, 1949, 1963; Судовиков, 1939; Гилярова, 1948, 1957, 1962; Тимченко, 1950; Соколов, 1955, 1966; Кратц, 1963; Лобанов, 1963; Негруца, 1963; Безденежных и др., 1966) скорее говорят о региональном, площадном характере этих образований, чем об узколокальном — тектоническом.

Исходный гранит в низах изучаемых разрезов обычно сохраняет черты почти неизменной породы — монолитность, массивную текстуру, равномернозернистую среднекристаллическую структуру и серый (реже красноватый) цвет. Набор составляющих его главных минералов (альбит, олигоклаз, кварц, хлоритизированный биотит, циркон, апатит) и их количественные взаимоотношения типичны для плагногранита.

В отдельных обнажениях (острова Лехта-сари, Чапан-сари, Гоген-сари) монолитные граниты выше по разрезу становятся все более трещиноватыми и постепенно расчленяются на угловатые и закругленно-угловатые фрагменты размером от 0,5 до 0,3 м и меньше (рис. 1). Трещины заполнены песчаникообразным кварц-серицитовым (с примесью карбонатов) цементом. Гранит в обломках серицитизирован и тем интенсивнее, чем мельче обломки. Приблизительная мощность зоны гранитной брекчии 2—2,5 м. Выше по разрезу брекчия сменяется комковатой кварц-серицитовой породой, местами с реликтовой структурой гранита, по многочисленным трещинам которой часто развиты гидроокислы железа. В наиболее полных разрезах у контакта с перекрывающими ее ятулийскими кварцевыми конгломератами и кварцито-песчаниками кварц-серицитовая порода рассланцовывается.



Рис. 1. Элювиальная гранитная брекчия с кварц-карбонат-серицитовым цементом в основании ятулийского разреза. Обнажение на северо-восточном берегу о. Лехта-сари

Наши брекчии, как и сходные с ними в других районах Карелии и Финляндии\*, по общему облику и строению, по характеру смещения гранитных отторженцев и изменению их формы, структурно-минеральным превращениям, составу цементирующей массы обладают типичными чертами брекчий делювиально-элювиальных, но отнюдь не тектонических (как это может показаться). Элювиальная природа характеризуемых брекчий подтверждается и крайне неровной, ложбинообразной «поверхностью» (в доятулийском понимании) гранитов, на которых они возникли.

Кроме брекчий весьма важным морфологическим показателем первичной элювиальности изучавшихся разрезов является наблюдаемый в некоторых из них постепенный распад пегматитовых, аплитовых и

\* На островах Сегозера гранито-брекчии отмечают также В. А. Соколовым и К. И. Хейсканеном (1966). Помимо Сегозера подобные брекчии обнаружены на западном берегу оз. Суидозеро (Гилярова, 1956), в районе оз. Вотулма (Робнен, 1960; Негруца, 1963) и оз. Янисярви (Лобанов, 1961), на восточном берегу оз. Чебенского (Лобанов, 1963). Брекчии диоритов описаны Седерхольмом (Sederholm, 1931) в окрестностях Суоденними и Ранкама (1957) — близ Тампере.

кварцевых прожилков (наподобие того, как это в свое время наблюдал Метцгер в районе оз. Суоярви). Целый, ненарушенный вид этих прожилков в исходном граните, все усиливающийся их распад в зонах гранитной брекчии и кварц-серицитовой породы с реликтовой гранитной структурой и, наконец, полное (или почти полное) их исчезновение в слое кварц-серицитового сланца напоминают картину, сопоставимую с динамикой процесса разрушения прожилков из материнских пород в каком-нибудь молодом профиле выветривания, начиная с зоны начальной дезинтеграции и вплоть до зоны гидрослюд (или даже низов зоны каолинита).

Минералы исходного гранита в изучавшихся нами профилях в направлении к выше расположенным ятулийским породам претерпевают изменение. Одним из первых изменяется биотит. В монолитном, визуально неизменном граните, где прочие его главные минералы сохраняют свой первоначальный вид, биотит уже заметно хлоритизируется; при этом железо частично выделяется по спайности непрозрачными пленками гидроокислов, а титан образует характерные решетки из игольчато-волосовидных кристаллов рутила. Выше по разрезу биотит и развивающийся по нему хлорит часто замещаются карбонатом, эпидотом, сфеном, мусковитом, серицитом и кварцем. Иногда местонахождение бывших лейст биотита (и хлорита) можно определить только по сохранившейся в кварце или мусковите сагеновой сетке. Судя по результатам подсчета минералов в шлифах, биотита в большинстве разрезов либо настолько мало, что он не поддается учету (Кюльмяс-ручей, Чапан-сари, Гоген-сари, Лехта-сари, Маккон-сари, Мурдо-сари), либо обнаруживает явное количественное уменьшение по разрезам снизу вверх (Остречье, Шаеда), либо по всему профилю колебание его содержания происходит в одних и тех же примерно пределах, оставаясь в конечном счете постоянным (Ахвен-ламби). Что касается хлорита, то количество этого минерала в большинстве разрезов (Чапан-сари, Ахвен-ламби, Маккон-сари, Остречье, Шаеда) явно увеличивается снизу вверх, в некоторых не поддается учету (Мурдо-сари, Кюльмяс-ручей), а в разрезах с наиболее четко выраженной зоной кварц-серицитового сланца (Лехта-сари) — отчетливо уменьшается (табл. 1).

Изменение плагиоклаза в наших разрезах происходит таким образом. В неизменном граните зерна плагиоклаза имеют четкие контуры и границы двойников, почти чистую поверхность (рис. 2). В самых низах разреза, где в граните едва намечаются трещины брекчирования, зерна плагиоклаза с краев (реже с центра) и по двойниковым швам начинают замещаться тонкочешуйчатым серицитом и местами карбонатом. Во всех разрезах процесс серицитизации плагиоклаза снизу вверх в целом возрастает. Явление карбонатизации в большинстве разрезов (Остречье, Маккон-сари, Мурдо-сари, Кюльмяс-ручей) увеличивается от их низов к верхам, в некоторых (Лехта-сари, Ахвен-ламби) — от низов к середине профиля, а кое-где (Гоген-сари, Чапан-сари) наблюдается и обратная картина. В верхней части зоны гранитной брекчии (если таковые имеются) и в зоне кварц-серицитовой породы, обладающей реликтовой текстурой гранита, среди серицитовой массы еще просматриваются скелетные остатки плагиоклаза (рис. 3), тогда как в зоне кварц-серицитового сланца зерна плагиоклаза уже целиком замещаются серицитом (рис. 4) и в тонкочешуйчатом серицитовом цементе среди оставшихся первичных минералов гранита теперь преобладает кварц, зерна которого, впрочем, также претерпели существенные изменения.

В относительно свежем граните, где плагиоклаз едва только начал серицитизироваться, кварцевые зерна сохраняют свою первичную форму. Но вверх по разрезу, по мере усиления в граните процесса серицитизации, они, соприкасаясь с серицитом, все больше и больше разъедаются им — сначала по краям, потом тонкочешуйчатая серицитовая масса вне-

Распределение порообразующих минералов в профилях метаморфизованной доягулийской коры выветривания гранитов Центральной Карелии

Обнажение	Зоны профиля	Характеристика пород	Количество образцов	Содержание в объемных процентах									Сумма
				Плагиоклаз неизмененный	Плагиоклаз серицитизированный	Серицит	Мусковит	Биотит	Хлорит	Кварц	Эпидот	Карбонат	
Лехта-сари	III	Кварц-серицитовый сланец	2	—	—	74,8	—	—	—	24,0	1,2	—	100,00
	II	Кварц-серицитовая порода	7	1,0	12,9	40,4	—	—	1,8	40,2	2,3	0,5	100,00
	I	Гранит слабо серицитизированный	5	32,8	23,4	—	—	—	3,5	38,8	1,5	—	100,00
Маккон-сари	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	7	—	0,3	60,0	0,9	—	6,1	30,9	—	1,8	100,00
	I	Гранит слабо серицитизированный	2	43,3	2,0	—	2,5	—	2,3	49,4	—	0,5	100,00
Гоген-сари	III	Кварц-серицитовый сланец	1	—	—	53,9	—	—	3,7	40,2	2,2	—	100,00
	II	Кварц-серицитовая порода	3	27,3	15,6	18,9	—	—	3,0	31,1	3,9	0,3	100,00
	I	Гранит неизмененный	3	50,9	15,0	—	—	—	4,6	24,4	4,6	0,5	100,00
ЧAPAN-сари	II	Кварц-серицитовая порода	7	—	5,5	43,2	4,7	—	4,4	40,2	—	2,0	100,00
		Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	9	—	5,7	35,8	3,9	—	3,2	46,7	—	4,8	100,00
	I	Гранит неизмененный	3	12,3	22,2	9,8	11,5	—	0,7	38,2	—	5,3	100,00
Ахвен-ламби	III	Кварц-серицитовая порода сланцеватая	5	—	—	57,1	—	4,9	5,7	32,3	—	—	100,00
	II	Кварц-серицитовая порода	15	4,7	—	59,0	—	2,5	2,9	27,9	0,1	2,9	100,00
	I	Гранит серицитизированный	4	9,0	47,4	5,7	—	5,1	1,7	28,0	3,1	—	100,00
Остречье	II	Кварц-серицитовая порода	2	—	—	52,4	—	—	10,0	32,9	0,4	4,3	100,00
	I	Гранит-серицитизированный	4	—	45,8	—	—	4,7	2,0	45,4	1,2	0,9	100,00
Мурдо-сари	II	Кварц-серицитовая порода	9	—	4,0	56,0	6,4	—	—	32,1	—	1,5	100,00
	I	Гранит серицитизированный	1	—	55,2	9,2	7,2	—	—	28,4	—	—	100,00
Кюльмяс-ручей	II	Кварц-серицитовая порода	4	4,3	24,8	33,6	—	—	—	33,6	—	3,7	100,00
Шаеда-губа	II	Кварц-серицитовая порода	3	—	1,2	53,7	—	4,0	1,7	39,4	—	—	100,00



Рис. 2. Плагиоклаз из неизмененного гранита. Начальный этап серицитизации.  
×40. Николи+



Рис. 3. Скелетные реликты плагиоклаза в тонкочешуйчатой серицитовой массе.  
×40. Николи+

дряется в середину зерен, расчленяя их на мелкие части (рис. 5). В пределах сланцевого кварц-серицитового слоя фрагменты кварцевых зерен распределяются таким образом, что их удлиненные разности ориентированы по сланцеватости (см. рис. 4). В наиболее полно сохранившихся



Рис. 4. Кварц-серицитовый сланец. Обломки кварца ориентированы по сланцеватости.  
×40. Николи+

разрезах (Лехта-сари, Маккон-сари), где коррозия кварцевых зерен серицитовой массой проявляется особенно энергично, их количество в направлении от слабо измененных гранитов к зоне кварц-серицитового сланца заметно уменьшается (см. табл. 1).

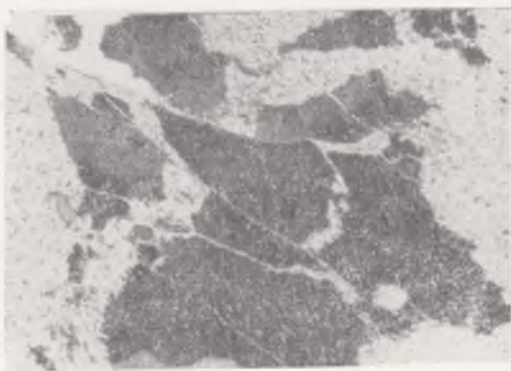


Рис. 5. Постепенное разъедание зерен кварца серицитовой массой

Кроме основного гранитного кварца для исследовавшихся профилей характерны мелкокомозанчные скопления новообразованного кварца, развивающегося чаще всего вокруг первичных зерен кварца и их остатков. Иногда кварцевые фрагменты оторачиваются зубчатой кварцевой же каймой. Наблюдения под микроскопом свидетельствуют, что вторичный кварц обычно скапливается в верхней половине разрезов, вслед-

стве чего в некоторых из них (Гоген-сари, Чапан-сари, Ахвен-ламби, Мурдо-сари), несмотря на уменьшение какой-то части объема первичного кварца вследствие его разъедания серицитом, общая доля кварца в породе возрастает.

Последовательное минеральное и текстурно-структурное преобразование материнского гранита в джятулийских разрезах оказывается чрезвычайно сходным с подобными явлениями в достоверных профилях выветривания сравнительно молодого возраста. Так, например, процесс серицитизации плагиоклаза от самой его начальной стадии до конечного этапа идентичен процессам замещения полевых шпатов мусковитом, серицитом и гидрослюдой в корях выветривания гранитоидов, описанных В. П. Петровым (1948, 1967), Н. И. Бучинской (1964), Л. П. Смирновым (1965) и другими исследователями. Преобразование в изучавшихся разрезах первично-гранитного биотита в хлорит происходит по той же схеме, что и в постпротерозойских корях, хотя и существует некоторое различие в замещающих биотит минералах, которое, впрочем, может объясняться как результат проявления в джятулийских профилях более позднего регионального метаморфизма.

Наблюдающиеся в джятулийских разрезах коррозия и распад кварцевых зерен исходного гранита в серицитовой массе обнаруживают большое сходство с разъеданием кварца гидрослюдами и глинистыми минералами в постпротерозойских корях выветривания, описанных В. Н. Разумовой (1958), Н. А. Лисициной (1957, 1958), А. П. Никитиной (1963, 1968), Н. И. Бучинской (1964), В. П. Петровым (1948, 1967) и другими исследователями.

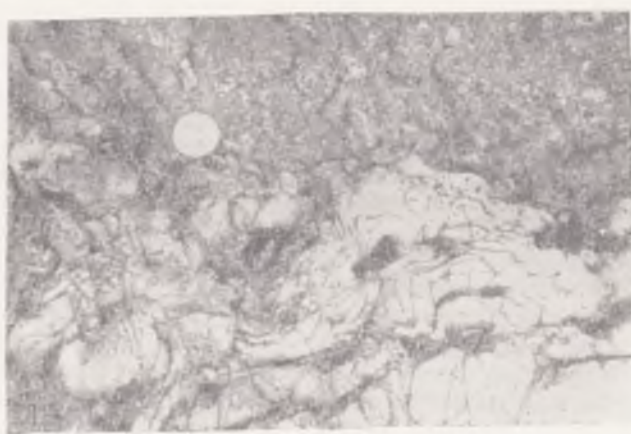
А. П. Никитина, констатируя типичность разъедания кварца главным образом для кор выветривания гранитов с обильным развитием гидрослюд, отмечает резкое убывание общего количества кварца вверх по профилю. Н. А. Лисицина характеризует последовательный процесс растворения кварцевых зерен во всех трех зонах профиля выветривания следующим образом. В нижней зоне только некоторые зерна кварца трещиноваты и изъедены с краев; во второй зоне — зоне каолинитовых глин с примесью гидрослюд — все зерна корродированы в той или иной степени; в верхней зоне — зоне каолинитовых глин — встречаются почти исключительно растрескавшиеся и полурастворенные зерна кварца, а общее их количество уменьшается по сравнению с нижней зоной примерно на 20%. Если оценивать количественное распределение кварца в джятулийских разрезах и в профиле коры выветривания, охарактеризованном Н. А. Лисициной, то становится очевидным, что в большинстве карельских профилей, несмотря на явления вторичного окварцевания, интервалам с наибольшим развитием серицитовой массы соответствует заметное сокращение валового количества кварца (см. табл. 1). Степень разъедания кварцевых зерен и величина, на которую при этом сокращается их общий объем, свидетельствуют о том, что в наших разрезах мы имеем дело, по всей вероятности, с нижней частью профиля коры выветривания, соответствующей (в дометаморфическом понимании) зоне слабо измененных гранитов, зоне гидрослюд и иногда (Лехта-сари, Маккон-сари, Ахвен-ламби) — зоне каолинитовых глин с примесью гидрослюд.

С процессом усиления серицитизации плагиоклаза и разъедания кварца исходного гранита тесно связаны его текстурно-структурные превращения, которые, по нашему мнению, наряду с другими признаками могут свидетельствовать о первично-элювиальной природе характеризуемых разрезов. Наблюдаемый в настоящее время постепенный переход материнского гранита в кварц-серицитовую (глинистую в джятулии) породу сопровождается видоизменением начальной текстуры — сначала в сланцеватую, а затем в типично сланцевую; при этом фрагменты корродированных и расчлененных серицитовой массой зерен

кварца оказываются развернутыми в ней длинными осями параллельно сланцеватости. Сланцеватая текстура теперешней кварц-серицитовой породы и линейное распределение в ней реликтов кварца являются скорее всего результатом уплотнения доятулийского пластичного глинистого (или гидрослюдисто-глинистого) вещества с одновременным механическим перемещением в нем кварцевых остатков в ходе последую-



а



б

Рис. 6. Текстуры «размазывания» (а) и «смятия» (б) кварц-серицитовой породы в доломите

щего регионального метаморфизма. Именно наличие в пределах одного и того же разреза сравнительно небольшой мощности (всего 15—20 м) массивного гранита и постепенно возникающей из него сланцеватой кварц-серицитовой породы говорит о первично-пластичном характере последней. Об этом же свидетельствуют также наблюдаемые иногда в кварц-серицитовой породе своеобразные текстуры сдавливания, смятия, скомкивания или, наоборот, размазывания ее (рис. 6).

С точки зрения выяснения первичного минерального состава кварц-серицитовой породы, небезытересны результаты ее электронно-микроскопического исследования; в ней методом реплик при увеличении порядка 20 000 раз среди гидрослюды были обнаружены кристаллы каолинита. А рентгеноструктурный анализ преимущественно слюдистой фракции с размером частиц менее 0,001 м.м, выделенной из 32 проб



(разрезы Лехта-сари, Чапан-сари, Гоген-сари, Ахвен-ламби), показывает почти в каждой пробе помимо гидрослюда и иногда хлорита присутствие некоторого количества каолинита.

Однако наиболее впечатляющими с точки зрения установления доятулийской природы современных кварц-серицитовых сланцев являются факты, упомянутые в работе Эскола (1967). Так, например, в районе Соанлахти базальные (т. е. кварц-серицитовые) сланцы ятулия вверх по разрезу постепенно сменяются кварцитами, в нижних горизонтах которых содержатся серицит «...и иногда каолин, выполняющий трещины». Присутствие каолина в самых низах разреза ятулийских кварцитов (названных Вяюрюненом «фацией Кайнуу») зафиксировано в нескольких пунктах северо-восточнее оз. Оулуярви (район Пуоланка), южнее оз. Паанаярви, вблизи р. Оуланка-Йоки (район Кусамо), а также в Лапландии. Количество каолина в некоторых местах оказывается настолько значительным, что представляет даже промышленный интерес. В частности, на горе Пихлаяваара (район Пуоланка) каолин когда-то добывали. При бурении и добыче каолина было установлено, что он образует пласт, смятый вместе с перекрывающими его кварцитами в антиклиналь. На глубину каолин прослеживается до 60 м и содержит некоторое количество кварца. В больших количествах, также интересных в промышленном отношении, каолинит (вместе с пиррофиллитом и кианитом) обнаружен в нижних слоях кварцитов ятулия вблизи оз. Пилэлисыярви южнее Коли. Всего там зафиксировано семь местонахождений каолинита, из которых наиболее значительное — в районе Хирви-ваара.

Вопрос о генезисе этого каолина и его возрасте в свое время долго дискутировался Вяюрюненом и Фростерусом. Вяюрюнен считал каолин первичным продуктом архейского выветривания нижележащих гнейсов. Фростерус же полагал невероятным сохранение каолинита в толще осадков, подвергшейся потом интенсивной складчатости.

Согласно результатам исследований В. П. Петрова (1948), Д. С. Белянкина и К. М. Федотьева (1949), а также В. П. Ананьева и Е. Г. Куковского (1956) каолинитовая решетка начинает разрушаться в процессе обезвоживания только при 570°С. Основываясь на довольно высокой термической устойчивости каолинита, Эскола (1967) допускает вероятность того, что тот «...мог бы пережить складчатость, во время которой песчаники были преобразованы в кристаллобластические ятулийские кварциты, подобные серицитсодержащим кварцитам Кайнуу».

Таким образом, в отдельных случаях при особо благоприятных условиях первично-элювиальные глинистые минералы сохраняются неизменными (или измененными в весьма незначительной степени) на протяжении исключительно длительных отрезков времени. Доятулийский (а не дочетвертичный!) возраст упомянутых залежей каолина в Финляндии доказывается не только более высоким стратиграфическим уровнем перекрывающих их (бесспорно ятулийских) кварцитов. Косвенным, но важным, с нашей точки зрения, показателем сверхдревней природы этого каолина является также то обстоятельство, что в отличие от полных, представительных разрезов доятулийского выветривания Финляндии (где пласт каолина достигает местами мощности 60 м) площадная кора выветривания Балтийского щита доледникового возраста (за которую могут быть приняты финские профили), по данным А. В. Сидоренко (1956, 1957, 1958), будучи в верхних частях ликвидированной эрозией (в том числе и ледниковой) оказывается представленной чаще всего физически дезинтегрированным элювием.

Среди конечных осадочных продуктов разложения кор выветривания одними из наиболее характерных реликтов первичных минералов являются циркон и рутил (Poldervaart, 1955; Гинзбург, 1957; Кренделев, 1965; Калюжный, 1968; Сердюченко, 1968). Эти минералы, будучи

устойчивыми в ходе физического и химического выветривания, сохраняются в толще формирующегося профиля коры и в связи с одновременным выносом больших масс подвижных компонентов постепенно накапливаются. С этой точки зрения любопытно поведение упомянутых минералов в изучавшихся нами разрезах. Кристаллики циркона в неизменном и слабо серицитизированном граните локализуются, как правило, в пределах биотитовых (хлоритовых) чешуй или вблизи них. По мере усиления серицитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита (с последующим замещением последнего карбонатом, мусковитом и кварцем) размещение кристаллов циркона в образующейся кварц-серицитовой породе существенно не меняется и форма их остается такой же; циркон часто обнаруживается в псевдоморфозах кварца и мусковита по биотиту в самых верхних частях кварц-серицитовой зоны. И хотя наблюдением под микроскопом трудно ощутить накопление кристаллов циркона вверх по разрезу, данные химического анализа пород свидетельствуют о почти двукратном подчас увеличении содержания  $ZrO_2$  в кварц-серицитовой породе по сравнению с исходным гранитом.

Рутил в характеризуемых разрезах присутствует в форме волосовидно-игольчатых агрегатов сагенита, возникающих в хлорите при замещении им первично-гранитного биотита. Сагенит фиксируется также в мусковите и кварце, которыми в свою очередь замещается хлорит, вплоть до непосредственных верхов разреза. В. П. Петровым (1967) отмечалась сохранность сагенитовых сеток в конечных псевдоморфозах каолинита по первичному биотиту в профиле нижнемезозойской коры выветривания гранитов. Вполне возможно, что сагенит в рассматриваемых разрезах образовался еще при доятулийском выветривании и уцелел в ходе последующего зеленосланцевого метаморфизма. Это предположение основано на том, что некоторые минералы, такие, как циркон (Poldervaart, 1949; McLachlan, 1951; Murthy, 1964; Ляхович, 1967) и, вероятно, рутил (Сердюченко, 1968), оказываются устойчивыми в условиях амфиболитовой и даже гранулитовой стадий регионального метаморфизма.

Увеличение содержания  $TiO_2$  снизу вверх по изучавшимся разрезам (табл. 2) объясняется не столько наличием в них устойчивого сагенита, сколько скоплениями зерен сфена, развивающимися по биотиту и хлориту; количество последнего в некоторых разрезах хотя и незначительно, но возрастает от гранитов к песчаникам.

Полный силикатный анализ 100 проб, отобранных по изучавшимся доятулийским разрезам, показывает, что распределение в них окислов породообразующих химических элементов осуществляется в основном по законам профиля выветривания. В кварц-серицитовой породе по сравнению с исходными гранитами наблюдается уменьшение содержания окислов натрия, кремния, закисного железа, иногда окислов марганца и кальция и, наоборот, количественное увеличение окислов алюминия, титана, циркония, галлия, окисного железа и конституционной воды. Что же касается окислов калия (отчасти кальция и магния), то их количество не только не уменьшается снизу вверх, как это принято считать для истинного профиля выветривания, а, напротив, даже увеличивается. Этому, однако, есть свое объяснение.

Разберемся сначала с  $K_2O$ . Если посмотреть не на теоретические, а на конкретно существующие коры выветривания, то оказывается, что уменьшение количества  $K_2O$  по сравнению с материнским субстратом наблюдается только в непосредственных верхах полностью проработанных профилей выветривания гранитов — в зоне каолинита и в зоне охр. В промежуточных же интервалах, соответствующих каолинит-гидрослюдистой зоне или зоне каолинизированного гранита, содержание  $K_2O$  обычно сначала несколько возрастает. Так, например, в каолинизированном и гидрослюдистом плагиограните, по данным И. И. Гинзбурга

**Средние содержания окислов основных породообразующих элементов  
Центральной**

Область	Зона профиля	Характеристика породы	Количество проб	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	CaO
Лехтасари	III	Кварц-серицитовый сланец	2	63,87	0,73	18,95	1,79	0,94	0,01	0,81
	II	Кварц-серицитовая порода	9	68,43	0,35	15,05	1,40	0,86	0,04	2,41
	I	Гранит слабо серицитизированный	5	72,15	0,32	14,38	0,78	0,85	0,03	1,62
Макконсари	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	7	59,32	0,75	15,85	2,16	1,72	0,09	4,64
	I	Гранит серицитизированный	2	70,84	0,33	14,15	1,81	0,98	0,65	0,52
Гогенсари	III	Кварц-серицитовый сланец	1	67,37	0,46	18,37	0,75	1,11	0,02	0,72
	II	Кварц-серицитовая порода	3	69,41	0,36	15,36	0,45	1,08	0,05	2,64
	I	Гранит неизменный	3	72,00	0,40	13,73	0,63	1,58	0,03	2,49
Чапансари	II	Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	6	60,92	0,32	13,85	0,87	0,95	0,07	5,96
		Кварц-серицитовая порода	7	68,21	0,37	15,78	1,97	0,65	0,03	1,62
		Кварц-серицитовая порода карбонатизированная	3	65,74	0,33	12,97	1,92	0,95	0,04	4,51
	I	Гранит неизменный	3	73,48	0,29	12,96	1,19	0,74	0,02	2,34
Ахвенламби	III	Кварц-серицитовая порода сланцеватая	5	63,44	0,66	17,92	2,60	0,69	0,01	0,99
	II	Кварц-серицитовая порода	16	64,58	0,58	15,41	2,45	1,01	0,04	2,78
	I	Гранит серицитизированный	4	67,13	0,49	14,94	1,99	1,63	0,07	2,45
Остречье	II	Кварц-серицитовая порода	2	66,38	0,72	15,38	2,08	1,66	0,05	2,61
	I	Гранит серицитизированный	4	73,27	0,20	13,88	1,98	0,52	0,03	1,62
Мурдосари	II	Кварц-серицитовая порода	9	68,07	0,42	15,22	1,22	0,56	0,03	2,49
	I	Гранит серицитизированный	1	69,22	0,42	15,32	1,35	1,11	0,03	2,43
Кюльясручей	II	Кварц-серицитовая порода	4	67,57	0,25	15,11	1,03	0,48	0,05	3,24
Шадагуба	II	То же	3	72,45	0,25	14,96	1,32	0,62	0,02	0,87

Примечание. Анализ проводился в химической лаборатории ГИН АН СССР (зав. лабор. кина, М. П. Степанец).

В аксессуарах.

в метаморфизованных профилях джытулийского выветривания гранитов  
Карелии

MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	C	Сумма	ZrO <sub>2</sub> *	Ga	ΣFeO	ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
2,16	0,22	6,77	0,25	2,83	0,18	—	—	99,50	0,033	0,0031	2,52	2,86	3,39	3,16		
1,56	1,37	4,54	0,18	1,96	0,15	1,34	0,01	99,66	0,026	0,0023	2,14	2,37	4,57	1,72		
1,03	2,70	3,52	0,13	1,23	0,16	0,86	0,01	99,79	0,023	0,0021	1,57	1,71	5,02	1,48		
2,81	0,77	4,81	0,05	2,98	0,37	2,66	—	98,98	0,024	0,0023	3,66	4,06	3,71	1,38		
1,76	2,41	3,67	—	1,51	0,17	0,66	—	99,44	0,016	0,0022	2,58	2,86	5,01	1,90		
1,17	0,16	6,00	0,32	2,87	0,12	0,08	0,11	99,63	0,036	0,0035	1,76	2,00	3,67	0,68		
0,64	2,59	3,36	0,26	1,74	0,13	1,56	0,04	99,67	0,019	0,0022	1,50	1,66	4,54	0,94		
0,80	3,51	2,10	0,36	1,31	0,13	0,97	—	100,05	0,019	0,0022	2,18	2,40	5,26	0,59		
4,27	0,95	3,55	0,11	3,07	0,14	4,83	0,07	99,82	0,020	0,0021	1,76	1,93	4,41	1,09		
1,89	1,09	4,80	0,16	1,97	0,16	1,05	0,06	99,86	0,026	0,0020	2,41	2,68	4,36	4,03		
1,99	0,96	4,00	0,09	1,98	0,15	4,39	0,03	100,05	0,020	0,0019	2,65	3,00	5,12	2,21		
0,60	3,19	2,38	0,14	0,76	0,14	1,74	0,08	100,05	0,020	0,0020	1,79	2,02	5,67	1,74		
3,00	0,79	6,10	0,29	2,89	0,22	0,09	0,10	99,78	0,029	0,0029	3,03	3,33	3,56	3,96		
2,28	2,77	4,00	0,24	1,98	0,13	1,36	0,07	99,69	0,025	0,0024	3,20	3,57	4,20	2,85		
2,16	3,90	3,09	0,26	1,18	0,14	0,38	0,10	99,91	0,026	0,0023	3,36	3,83	4,55	1,22		
2,98	0,16	4,68	0,19	1,88	0,11	1,23	0,04	100,16	0,033	0,0024	3,56	3,91	4,35	4,00		
1,27	0,18	4,47	0,12	1,64	0,08	0,68	0,02	99,95	0,025	0,0022	2,22	2,55	5,28	1,25		
1,56	2,43	4,19	0,11	2,12	0,09	1,13	0,01	99,65	0,024	0,0023	1,65	1,85	4,48	2,56		
1,09	4,51	2,52	0,11	1,02	0,10	0,32	—	99,55	0,025	0,0023	2,31	2,60	4,52	1,22		
1,66	3,03	4,06	0,25	1,20	0,12	2,01	0,05	100,08	0,027	0,0020	1,41	1,53	4,47	2,26		
1,33	0,60	4,80	0,14	1,97	0,13	0,11	0,07	99,62	0,024	0,0024	1,82	1,99	4,84	2,15		

(1957), содержание  $K_2O$  составляет 6,33% (в неизменном граните 4,15%). По сведениям М. В. Кобелева и И. И. Сахацкого (1959), количество  $K_2O$  в зоне дресвы коры выветривания дубовских и анатолийских гранитов достигает соответственно 6,95 и 6,58% (в неизмененных гранитах 4,84 и 5,52%). В гидрослюдисто-каолинитовой зоне коры выветривания, развитой на коростеньских гранитах, содержание  $K_2O$ , по Н. И. Бучинской (1964), равно 7% (в неизменном граните 4,86%). Согласно данным Т. Ф. Бойко, доля  $K_2O$  в зоне каолинизированных гранитов Приазовья (по двум скважинам) равна 5,58 и 4,21%, в неизменном же граните 4,82 и 3,82%. Содержание  $K_2O$  в кварц-серицитовой зоне наиболее представительных карельских разрезов сходно со значением  $K_2O$  для средних зон молодых профилей выветривания: в Лехта-сари оно достигает 7,24%, в Ахвен-ламби — 6,92%, в Гоген-сари — 6%, в Маккон-сари — 5,78%, в Чапан-сари — 5,6%. Однако  $K_2O$  в исходных гранитах джытулийских разрезов содержится в несколько меньших количествах, чем в гранитах сравниваемых кор выветривания, что в итоге свидетельствует о большей степени накопления  $K_2O$  в джытулийских профилях. Это и вполне понятно. У нас кварц-серицитовая порода в значительной мере сложена калийсодержащим серицитом, тогда как безкалийный каолинит присутствует в весьма незначительных количествах, фиксируемых только с помощью рентгеноструктурного анализа и электронного микроскопа. В гидрослюдисто-каолинистых зонах сравниваемых молодых кор выветривания на долю каолинита приходится гораздо большая часть породы (а гидрослюд или серицита — соответственно меньшая), вследствие чего общее количество  $K_2O$  возрастает в них менее интенсивно.

Таким образом, повышение содержания  $K_2O$  в джытулийских разрезах, вызванное развитием серицитовой массы, представляет собой явление, наблюдающееся и в молодых корах выветривания, вплоть до верхней границы каолинит-гидрослюдистых зон последних\*.

Повышенное в большинстве характеризуемых профилей содержание  $CaO$  и  $MgO$  является результатом некоторой их карбонатизации, которая бывает свойственна и типичным корам выветривания (Гинзбург, 1957), нарушая тогда привычное представление о непременном выносе из их профилей окислов этих элементов.

Проявление карбонатности в наших разрезах (так же как и образование вторичного мелкомозанчного и гребенчатого кварца), вероятно, в какой-то мере можно рассматривать как следствие определенной засушливости джытулийского климата, когда при ограниченном водном балансе вместо выщелачивания, наоборот, происходило накопление щелочноземельных элементов (в виде карбонатов) и кремнезема (в форме опала и халцедона). О возможности такого минералообразования в профилях выветривания, развивающихся в засушливых условиях, писали Б. Б. Пылов (1934), А. В. Сидоренко (1956, 1958), А. И. Перельман (1957), И. И. Гинзбург (1957, 1963), Н. М. Страхов (1960).

Пленки гидроокислов железа, наблюдаемые иногда по трещинам в кварц-серицитовой породе, а также линзовидные тела доломитов и кремней, перекрывающие кварц-серицитовую породу (Чапан-сари, Гоген-сари) и содержащие ее отторженцы, по-видимому, тоже могут говорить о некоторой аридности климатической обстановки в ятулии, подобно тем карбонатным и кремневым образованиям, которые, по свидетельству упомянутых исследователей, развиваются в степных и полупу-

---

\* Возрастание количества  $K_2O$  в гидрослюдистой зоне профилей выветривания в конечном счете объясняется довольно значительным его содержанием в отдельных минералах этой зоны. Гидрослюдавит, например, содержит  $K_2O$  до 2—6%, серицит — 11,8%, вермикулит 5%, биотит 6,18—11,43% (Бетехтин, 1956).

стых областях при сезонных увлажнении и высыханиях выветривающейся поверхности.

Дополнительным подтверждением периодических ограничений влажности в ятулии, очевидно, можно считать трещины усыхания на поверхностях прослоев метаморфизованных песчано-глинистых сланцев, встречающихся среди толщи кварцитов.

Прямое сравнение данных химического анализа пород исследованных доятулийских разрезов с химическим составом неизмененных и преобразованных гранитов из нижних зон некоторых постпротерозойских кор выветривания (Гинзбург, 1957; Кобелев, Сахацкий, 1959; Бучинская, 1964; Лапинская, Журавлев, 1967) выявляет сходство между ними не только в накоплевании одних и выносе других элементов: иногда даже количественные значения большинства породообразующих окислов, несмотря на огромную временную разницу сравниваемых объектов, оказываются весьма близки между собой (табл. 3). Например, в профиле коры выветривания мезозойско-кайнозойского возраста ( $Сг_2$ —Pg), развитой на докембрийских биотит-роговообманковых и двуслюдяных гранитах Приазовья, характер изменения и доля в породе  $SiO_2$  (скв. 169),  $TiO_2$  (скв. 169),  $Al_2O_3$  (скв. 169, скв. 07/0730), FeO (скв. 169), MnO (скв. 169),  $Na_2O$  (скв. 169, скв. 07/0730),  $K_2O$  (скв. 169, скв. 07/0730) почти идентичны поведению тех же окислов и их весовым процентам в наших среднепротерозойских разрезах (Лехта-сари, Гогенсари, Чапан-сари, Маккон-сари, Ахвен-ламби, а также частично — Кюльмяс-ручей, Шаеда-губа, Остречье). В нижнемезозойской коре выветривания (T—J<sub>1</sub>), сформировавшейся на верхнекарбонатовом массиве биотитовых гранитов (Карнаб, Зирабулакские горы), по данным Е. К. Подпориной, содержание  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , FeO, MnO,  $Na_2O$  (и отчасти CaO, MgO) в пределах неизмененного гранита и каолинитовой зоны оказывается подобным тому, что наблюдается в слабо серицитизированном граните и зонах кварц-серицитовой породы (и сланца) наших разрезов. Сходная картина обнаруживается и при сопоставлении доятулийских разрезов с профилем коры выветривания нижнемезозойского возраста на биотитовых гранитах вблизи пос. Айтым (горы Алтынтау в Кызылкумах; данные Е. К. Подпориной): в том и другом случае количество  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , FeO, MnO, MgO, CaO,  $Na_2O$  изменяется примерно в одних и тех же пределах (при этом некоторое увеличение вверх по профилю Алтынтау CaO и MgO Е. К. Подпорина объясняет проявлением процесса карбонатизации в условиях современного аридного климата). Примерно к таким же результатам приводит и сопоставление характеризуемых доятулийских разрезов с профилями выветривания гранитов, описанными И. И. Гинзбургом, М. В. Кобелевым, И. И. Сахацким, Н. И. Бучинской, Т. А. Лапинской и Е. Г. Журавлевым.

Обнаружившаяся общность в поведении породообразующих элементов, а также близкая мощность у доятулийских разрезов и профилей достоверных постпротерозойских кор выветривания позволяет сделать вывод, что изучаемые доятулийские разрезы представляют собой низы профиля коры выветривания каолинистового типа, соответствующие в общем (в случае наибольшей сохранности) зоне неизмененного и слабо измененного гранита, зоне гидрослюд и нижней части каолинит-гидрослюдистой зоны.

Ассоциация метаморфических минералов в изучаемых доятулийских профилях (хлорит, серицит, мусковит, эпидот, сфен, новообразованный кварц) соответствует зеленосланцевой ступени регионального метаморфизма. Существует представление (Кузнецов, 1956; Бетехтин, 1956; Файф и др., 1962), что глинистые образования, адсорбируя щелочи и щелочноземельные элементы, в начальный этап метаморфизации преобразуются в серицит и хлорит. Вполне возможно, что некото-

**Сравнительная характеристика химического состава метаморфизованных постротерозойского**

Компоненты	Метаморфизованные доятулийские коры выветривания Карелии			Неметаморфизованные построте				
	1			2			3	
	Неизмененные граниты	Кварц-серпичитовая порода с реликтовой структурой гранита	Кварц-серпичитовый сланец	Зона слабо измененных гранитов	Гидрослюдисто-каолинитовая зона	Каолинитовая зона	Зона неизменного гранита	Каолинитовая зона
SiO <sub>2</sub>	71,16	66,78	64,89	72,36	68,71	64,40	73,56	66,81
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,44	0,62	0,40	0,27	0,76	0,21	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	15,15	18,41	13,39	17,44	23,19	13,93	20,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,55	1,71	0,92	1,17	0,87	0,72	0,60
FeO	1,06	0,96	0,91	2,50	0,39	0,11	1,61	0,39
MnO	0,12	0,045	0,013	0,03	0,01	0,01	0,04	Следы
CaO	1,92	2,85	0,84	1,40	0,14	0,10	1,56	0,81
MgO	1,24	1,98	2,11	0,84	0,50	0,92	0,22	0,85
Na <sub>2</sub> O	2,91	1,58	0,39	3,03	0,59	0,14	3,28	0,14
K <sub>2</sub> O	3,11	4,30	6,29	4,86	7,00	0,10	4,17	3,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,17	0,29	0,04	0,03	0,06	—	—
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,09	0,50	0,30	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,24	2,03	2,86	0,18	2,88	8,51	0,52	4,58
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,15	0,17	0,15	0,40	0,81	Не опр.	0,24
CO <sub>2</sub>	0,80	1,70	0,06	0,18	0,40	—	—	—
C	0,07	0,04	0,07	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,79	99,81	99,72	100,38	100,40	100,28	100,18	98,79
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	4,42	3,54	5,40	3,94	2,78	5,28	3,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	1,74	2,06	2,60	0,37	3,00	7,91	0,45	1,54
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	2,59	2,73	3,77	1,57	0,97	2,52	1,10

Примечание. 1 — обобщенный профиль; 2 — на коростеньских гранитах (Бучинская, 1934); 3 — скв. 04/0730. 3—6 — данные Е. К. Подпориной и Т. Ф. Бойко.

рая часть серицита, наблюдаемого сейчас в доятулийских разрезах, представляет собой продукт метаморфизма каолинита, возникшего при доятулийском выветривании гранитов кристаллического фундамента. Если это так, то встает вопрос о резервах калия, обеспечивших в процессе зеленослащевого метаморфизма переход доятулийского каолинита в серицит. Частично калий, несмотря на свою высокую миграционную способность, мог адсорбироваться возникающими глинистыми продуктами еще при формировании доятулийского профиля выветривания (калийсодержащих пород, подвергавшихся элювиальному разложению, в доятулии было много). Кроме того, каолинит мог обогащаться калием уже после погребения коры выветривания под осадками ятулия, улавливая его из просачивающихся поверхностных, а также грунтовых вод того времени, повышенная щелочность которых была следствием засушливости климата. Однако в связи с приводившимися выше данными об экспериментально установленной повышенной термической устойчивости решетки каолинита и реально существующими залежами каолина под ятулийскими толщами на территории Финляндии естественнее, на наш взгляд, предполагать метаморфический переход в серицит и мусковит главным образом первично-доятулийских гидрослюд, а не каолинита, как это до сих пор считалось.

## и неметаморфизованных кор выветривания гранитов джотулийского и возраста

розовские коры выветривания

4			5			6		
Зона неизменного гранита	Зона дезинтеграции	Каолинитовая зона	Зона неизменного гранита	Зона каолинизированного гранита	Зона каолинита	Зона неизменного гранита	Зона каолинизированного гранита	Зона каолинита
69,35	71,87	61,64	70,64	66,64	65,00	73,46	72,96	71,76
0,28	0,19	0,41	0,56	0,76	0,87	0,10	0,10	0,19
15,97	13,95	21,08	14,08	15,42	22,64	14,25	14,96	17,25
0,68	2,28	2,47	1,09	5,51	1,80	0,52	0,80	0,24
1,65	0,39	0,71	2,27	0,93	0,50	1,00	0,91	1,20
0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
1,82	1,65	1,56	1,48	0,28	0,15	0,40	0,40	0,68
0,94	0,96	1,08	0,33	0,20	0,30	0,37	0,44	0,81
3,55	3,76	1,76	3,44	0,47	0,06	4,24	3,08	0,19
4,49	4,01	3,42	4,82	5,58	0,47	3,82	4,21	1,49
—	—	—	0,16	0,12	0,09	0,03	0,07	0,93
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,95	0,86	4,82	0,66	3,62	7,22	1,02	1,36	5,24
Не опр.	0,16	1,60	0,24	0,32	0,42	0,38	0,48	0,16
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,91	—	—	0,82	—	—	—
99,69	100,09	99,83	99,81	99,88	100,35	99,60	99,77	100,15
4,34	5,15	2,92	5,02	4,32	2,87	5,16	4,88	4,16
0,41	5,84	3,47	0,40	5,92	3,60	0,52	0,88	0,20
2,53	2,68	3,27	3,59	6,51	2,35	1,62	1,70	1,59

3 — на карнабских гранитах; 4 — на гранитах Алтын-тау; на гранитах Приазовья; 5 — скв. 169;

Перечислим основные факты, позволяющие рассматривать джотулийскую метаморфогенную кварц-серицитовую породу в качестве древнейшей коры выветривания.

1. Большое число в пределах Карелии (и соседней Финляндии) отдельных обнажений серицитизированных гранитов и кварц-серицитовых образований, свидетельствующее о бывшем площадном, региональном их характере.

2. Зоны начальной дезинтеграции материнских гранитов (гранитные брекчи с кварц-карбонат-серицитовым цементом), сохранившиеся в ряде обнажений.

3. Постепенно усиливающийся распад в пределах гранитной брекчи и в слое кварц-серицитовой породы пегматитовых и аплитовых жил, отчетливо прослеживающихся в неизменном исходном граните.

4. Нарастающее по разрезам снизу вверх преобразование минералов и текстурно-структурное изменение материнских гранитов: хлоритизация биотита и последующее замещение хлорита, серицитизация (и карбонатизация) плагиоклаза, разъедание кварца; постепенное расслаивание образующейся из гранита кварц-серицитовой породы со слоевидной переориентировкой в ней кварцевых обломков.



5. Остатки каолинита в сериците, обнаруженные под электронным микроскопом и подтвержденные результатами рентгеноструктурных исследований.

6. Залежи каолина под ятулийскими кварцитами, наблюдаемые на территории Финляндии.

7. Характер распределения в изучаемых разрезах главных породообразующих элементов, соответствующий в целом их поведению в достоверных постпротерозойских профилях каолинового выветривания.

О некоторой засушливости обстановки в конечный этап формирования дотяулийской коры выветривания могут свидетельствовать явления карбонатизации, окремнения (иногда ожелезнения), а также кремневые и карбонатные линзовидные тела и трещины усыхания, наблюдаемые во многих разрезах.

Последующая метаморфизация возникшей в дотяулии коры выветривания выразилась главным образом в преобразовании первичных гидрослюдов в серицит (и мусковит), в раскристаллизации и перекристаллизации высвободившегося при выветривании кремнезема, а также в расслаивании сформировавшегося глинистого слоя с одновременным перераспределением в нем остатков гранитного кварца.

Проведенные исследования, как нам кажется, позволяют считать кварц-серицитовые образования на гранитах кристаллического фундамента под ятулийскими осадками в Карелии реликтами древнейшей площадной коры выветривания каолинового типа, сформировавшейся в обстановке, близкой к засушливой, сильно эродированной и позднее метаморфизованной в фации зеленых сланцев. Сопоставление дотяулийской коры выветривания гранитов с каолинитовыми корами постпротерозойского времени приводит к выводу о геохимическом сходстве их профилей, что в свою очередь свидетельствует о принципиально неизменявшейся природе физико-химического выветривания в интервале протерозой — кайнозой. Вместе с тем сходство в распределении химических элементов в дотяулийских и постдокембрийских профилях выветривания подтверждает существующее положение (Коржинский, 1955; Сердюченко, 1956; Сидоренко, 1961) о сохранении метаморфизованной породой основных особенностей ее первичного химического состава. Отчетливое увеличение снизу вверх по исследуемым профилям отношения  $Fe_2O_3$  к  $FeO$  (а также суммарного железа) с одновременным уменьшением величины  $SiO_2 : Al_2O_3$  свидетельствует о присутствии в атмосфере среднего протерозоя значительного количества свободного кислорода.

#### ЛИТЕРАТУРА

Ананьев В. П., Куковский Е. Г. Каолинит из коры выветривания кристаллического массива юга УССР. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 3, 1956.

Безденежных Л. П., Пегруца Т. Ф., Пегруца В. З. К методике фациального изучения осадочно-метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Белянкин Д. С., Федотьев К. М. Кривая нагревания каолина в современной ее освещении. Докл. АН СССР, т. 65, № 2, 1949.

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Бучинская Н. И. О зональности коры выветривания коростеньских гранитов. Геологический журнал, т. XXIV, вып. 2, Киев, 1964.

Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике карельской формации Центральной Карелии. Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та, т. 72, 1948.

Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 7, № 209, 1956.

Гилярова М. А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 215, 1957.

Гилярова М. А. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. Вестн. ЛГУ, серия геол., вып. 4, № 24, 1962.

Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. В сб. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Калюжный В. А. О распространении и устойчивости ильменита в корях выветривания. «Геология рудных месторождений», 1968, № 5.
- Кобелев М. В., Сахадцкий И. И. О коре выветривания дубовских и анатолийских гранитов (Северо-Восточное Приазовье). Докл. АН УССР, № 1, 1959.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях». М., изд-во АН СССР, 1955.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Кренделев Ф. П. Древние металлоносные конгломераты и коры выветривания. «Геология и геофизика», 1965, № 11.
- Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд-во МГУ, 1956.
- Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М., изд-во «Недра», 1967.
- Лисицина Н. А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 114, № 4, 1957.
- Лисицина Н. А. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана. В сб. «Исслед. и использование глин». Изд-во Львов. гос. ун-т, 1958.
- Лобанов И. И. Минералогия и происхождение ятулийских кварцевых конгломератов Карелии. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 15, 1961.
- Лобанов И. Н. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумы в Карелии. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1963, № 11.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., изд-во «Наука», 1967.
- Негруца В. З. Опыт фацального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. «Советская геология», 1963, № 7.
- Никитина А. П. К вопросу о формировании и типах кор выветривания на породах кристаллического фундамента КМА. В сб. «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., изд-во «Наука», 1968.
- Петрельман А. И. Геохимия коры выветривания. «Природа», 1957, № 6.
- Петров В. П. Геолого-минералогическое исследование уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГиН АН СССР, петрограф. серия, вып. 95, № 29. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Петров В. П. Учение о древних корях выветривания. М., изд-во «Недра», 1967.
- Полянов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Разумова В. Н. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. В сб. «Исслед. и использование глин». Изд-во львов. гос. ун-т, 1958.
- Ранкама К. Геологические данные о составе докембрийской атмосферы. В сб. «Земная кора». М., изд-во ИЛ, 1957.
- Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Шомбозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сердюченко Д. П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956.
- Сердюченко Д. П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности. Докл. советских геологов на XXIII сессии МГК. М., изд-во «Наука», 1968.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне. В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1956.
- Сидоренко А. В. О доятулийской коре выветривания в северной части Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 106, № 1, 1956.
- Сидоренко А. В., Галахов А. В. Доледниковые континентальные отложения в Хибинах и некоторые вопросы палеогеографии. Докл. АН СССР, т. 115, № 1, 1957.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сидоренко А. В. Известковые накопления (калия) в пустынях Мексики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1958.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Соколов В. А. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья. Тр. Карело-Финского фил. АН СССР, вып. 3, 1955.

Соколов В. А., Хейсканен К. П. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., 1966.

Смирнов Л. П. Древние коры выветривания на кристаллических породах Анабарского щита. Уч. зап. НИИГА, Региональная геология, вып. 5. Л., 1965.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Тр. XVII сессии МГК, т. 11, 1939.

Тимченко И. П. Протерозойские кварциты и кварцито-песчаники Центральной и Южной Карелии. Тр. ГИН АН СССР, серия петрограф., вып. 122, № 37. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во ИЛ, 1962.

Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Лен. геол. треста, вып. 17, 1938.

Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Лен. геол. упр., вып. 23, 1941.

Харитонов Л. Я. Геология района д. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник «Воронов Бор». Изв. Карело-Финской научно-исследов. базы АН СССР, № 2, 1949.

Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. «Советская геология», 1963, № 4.

Эскола П. Докембрий Финляндии. В сб. «Докембрий Скандинавии». М., изд-во «Мир», 1967.

McLachlan G. R. The aegerine — granulites of Glen Lui, Braemar, Aberdeenshire. *Miner. Mag.*, vol. 29, N 212, 1951.

Metzger A. A. Die Jatulischen Bildungen von Suojarvi in Ostfinland. *Bull. Comm. Geol. Finl.*, N 64, 1924.

Murthy M., Siddiquie H. Studies on zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. *Journ. Geol.* vol. 72, N 1, 1964.

Poldervaart A., Backström I. A study of an area of Kakamas (Cape Province). *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, vol. 52, 1949, p. 443.

Poldervaart A. Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. *Amer. Journ. Sci.* vol. 253, N 8, 1955.

Sederholm J. J. On the Sub-Bothnian unconformity and on Archean rocks formed by secular weathering. *Comm. Geol. Finlande. Bull.*, 95, 1931.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИАЗОВЬЯ

В пределах Приазовского кристаллического массива широко распространены докембрийские, пестрые по составу и сложнодислоцированные метаморфические и интрузивные комплексы. Кристаллический фундамент центральной и западной частей Приазовья сложен преимущественно метаморфическими образованиями архея; для крайней восточной и северо-восточной частей массива характерно развитие интрузивных, эффузивных и метасоматических пород протерозоя.

Еще несколько лет назад большинство исследователей при изучении метаморфической толщи Украинского кристаллического щита применяло в основном петрографические и петрологические методы. В результате этого происхождение и широкое площадное распространение разнообразных по составу метаморфических пород связывалось с проявлением крупных тектоно-магматических циклов, обусловивших внедрение гранитов днепровского и кировоградско-житомирского типов. Именно внедрением крупных гранитных масс объяснялось проявление широкого фронта гранитизации вмещающих пород и возникновение обширнейших по площади полей метаморфических образований. Различные по составу мигматиты пространственно и генетически «привязывались» к определенным типам гранитов. В геологической литературе были широко распространены такие понятия, как «житомирские граниты и их мигматиты», «кировоградские граниты и их мигматиты» и др.

В 1961—1968 гг. геологами треста «Артемгеология» при выполнении геологосъемочных, поисково-разведочных и геофизических работ собран обширный фактический материал, позволивший по-новому рассмотреть вопрос о происхождении метаморфических пород Приазовского кристаллического массива.

В свете новых данных возникновение пестрых по составу метаморфических комплексов связывается с интенсивным изменением в процессе регионального метаморфизма первичной осадочно-эффузивной толщи сложного литологического состава. Именно сложность состава материнской толщи и многократность изменения во времени условий ее метаморфического преобразования являются основными факторами разнообразия метаморфических пород. В настоящее время, несмотря на слабую обнаженность кристаллического фундамента, очень высокую степень метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации) и относительно небольшие объемы детальных исследований, накоплено достаточное количество данных, позволяющих уверенно говорить об осадочно-эффузивной природе первичной толщи.

При изучении метаморфической толщи Приазовья широко применялись литологические методы, которые, как показано в работах А. В. Сидоренко и О. И. Луневой (1961, 1967), в рациональном сочетании с петрографическими, петрологическими и геохимическими методами открывают широкую возможность всестороннего исследования глубокометаморфизованных докембрийских комплексов, включая рекон-

струкцию первичного состава пород и условий их осадконакопления. Полученные в процессе изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья материалы полностью подтверждают возможность и необходимость применения литологических методов в других районах Приазовья и Украинского кристаллического щита в целом.

В настоящей работе кратко излагаются результаты литологического изучения гнейсовой серии Центрального Приазовья. Данные о составе метаморфических образований, их структурных, текстурных, химических, геохимических и литологических особенностях, о характере разрезов гнейсовой серии убедительно свидетельствуют о первично-осадочной природе метаморфических пород.

Разнообразные по составу породы гнейсовой серии довольно широко распространены среди обширнейших по площади полей мигматитов. Гнейсовые образования, являясь продуктом регионального метаморфизма первичной осадочно-эффузивной толщи, несут в себе основную информацию о характере материнских пород, их химическом и минеральном составе. Только в породах гнейсовой серии сохранились реликты первичных структур, текстур, элементов ритмичности, слоистости и т. д. В мигматитах, представляющих собой наиболее сильно измененные процессами ультраметаморфизма метаморфические породы, указанные выше черты материнских образований в подавляющем большинстве случаев отсутствуют.

В составе гнейсовой серии Центрального Приазовья объединяются пироксен-амфибол- и биотит-плагноклазовые, гранатовые, графитовые, силлиманит-корунд-кордиерит-шпинельсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, полевошпатовые и пироксен-магнетитовые кварциты, мраморы, кальцифиры и диопсид-плагноклазовые породы. В пределах Центрально-Приазовской синклинали, Корсаковского синклинория и частично Куйбышевского купола породы гнейсовой серии слагают среди вмещающих мигматитов полосы шириной от 0,1 до 3—5 км; иногда они встречаются в виде разобщенных в пространстве линз мощностью от первых единиц сантиметров до сотен метров. В осевой части Центрально-Приазовской синклинали толща гнейсовых пород смята в складки второго и третьего порядков (Харагезов, Бойчук и др., 1967). В пределах каждой гнейсовой полосы наблюдаются обычно все, а иногда только 3—4 разновидности пород гнейсовой серии.

Первым необходимым условием литологического изучения гнейсовых пород является установление последовательности их чередования в разрезе и выделение опорных горизонтов.

В пределах каждого разреза гнейсовые породы переслаиваются между собой в строго определенной последовательности, детальное изучение которой дало обширный материал для увязки разрезов различных участков и установления последовательности накопления первичных осадков.

В крупных разрезах гнейсовых пород (бассейны рек Берды, Каратюка, Темрюка, Кальчика и др.) четко устанавливается ритмичное строение гнейсовой толщи. Для всех разновидностей гнейсовых пород характерна линзовидная или линзовидно-пластообразная форма залегания. В пределах Центрального Приазовья отдельные горизонты прослеживаются по простиранию на 50—60 км и более вдоль всего западного и частично восточного крыльев Центрально-Приазовской синклинали (от побережья Азовского моря на юге до гранитных массивов «Каменные могилы» и Екатерининского — на севере). Четко установлено, что каждый гнейсовый горизонт представляет собой цепочку отдельных линзовидных тел различной мощности, протягивающихся на одном стратиграфическом уровне на значительные расстояния.

К гнейсовым образованиям, выделяемым в качестве опорных горизонтов, предъявлялись два основных требования. Во-первых, эти породы

при любых изменениях термодинамической обстановки должны сохранять основные черты минерального и химического состава, а, во-вторых, они должны легко фиксироваться в разрезах и четко проследиваться по простираннию. В пределах Приазовского массива таким условиям удовлетворяют пироксен-магнетитовые и полевошпатовые кварциты, мраморы и кальцифиры, графитовые и частично высокоглиноземистые гнейсы. Эти породы в условиях любой фации метаморфизма сохраняют основные особенности своего состава.

Возможность выделения опорных горизонтов и установления последовательности чередования пород в разрезах позволило применить при изучении метаморфических толщ методику картирования и изучения стратифицированных осадочных образований.

Основным результатом литологического изучения разрезов гнейсовой серии явилась возможность стратификации метаморфических пород докембрия в пределах отдельных крупных структур.

Детальное изучение и увязка разрезов многих участков Центрального Приазовья дало большое количество фактических материалов, на основании которых построено сопоставление разрезов кристаллических образований Центрально-Приазовской синклинали (рис. 1). Анализ сопоставления показывает, что в разрезе метаморфических образований четко выделяются две толщи.

В нижней толще широко распространены полевошпатовые кварциты и сопровождающие их высокоглиноземистые (силлиманит-корунд и шпинельсодержащие гнейсы). Очень характерны графитовые гнейсы, пачки которых достигают значительных мощностей (до 50—60 м). Пространственно к нижней части разреза приурочены все известные в Центральном Приазовье месторождения графита (Старо-Крымское, Темрюкское, Каратюкское, Сачкинское, Троицкое и др.). Для описываемого разреза характерно наличие маломощных (до 5 м), невыдержанных по простираннию линзовидных тел кальцифиров, диопсид-плагноклазовых пород и магнетитсодержащих кристаллических сланцев. Нижняя гнейсовая толща выделена в самостоятельную темрюкскую свиту. Самым надежным опорным горизонтом свиты является сообщество «полевошпатовый кварцит — высокоглиноземистый гнейс». Наиболее полно разрез темрюкской свиты сохранился на западном крыле Центрально-Приазовской синклинали в бассейне рек Темрюка, Каратюка и частично Берды. В пределах восточного крыла синклинали типичные разрезы встречены по р. Кальчик (села Старый Крым, Малая Янисоль) и балкам Вали-Тарама, Грузской и др. Мощность темрюкской свиты колеблется от 1000 до 1250 м.

Распределение основных типов метаморфических пород в разрезе темрюкской свиты следующее: полевошпатовые кварциты 5,9—10%; высокоглиноземистые гнейсы 0,8—5,0%; кальцифиры и диопсид-плагноклазовые породы типа скарноидов до 1%; магнетитсодержащие кристаллические сланцы 0,1%; гнейсы биотит-графитовые (графита более 10%) 5%; гнейсы биотит-гранат-графитовые, иногда с амфиболом и пироксеном, до 2%; гнейсы биотит-гранатовые до 4%; гнейсы амфибол-пироксен-амфибол-плагноклазовые до 16%; мигматиты биотитовые и амфиболитовые до 50%; пегматиты и пегматоидные граниты до 5%; не обнажено — до 7%.

В кровле и почве свиты повсеместно залегают полевошпатовые кварциты и высокоглиноземистые гнейсы. Аналоги темрюкской свиты установлены в пределах Западного Приазовья (Корсаковский синклинирий).

Выше образований темрюкской свиты залегает толща метаморфических пород, для которой характерно: а) отсутствие в разрезе полевошпатовых кварцитов и незначительное количество высокоглиноземистых гнейсов, слагающих не выдержанные по простираннию пачки мощ-

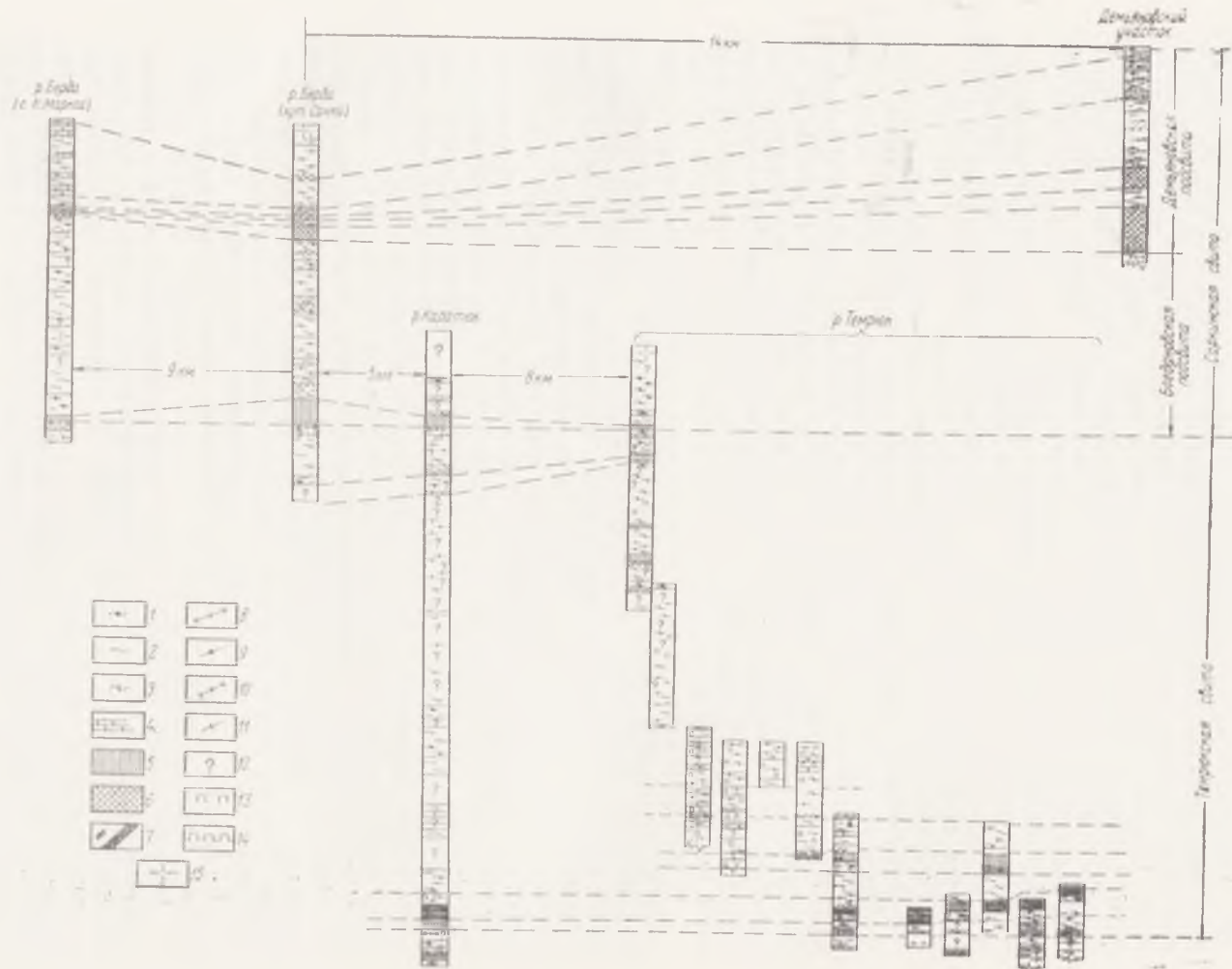


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов кристаллических образований Центрально-Приавловской синклинали

1 — мигматит биотит-гранатовый; 2 — мигматит биотитовый; 3 — мигматит амфибол-биотитовый; 4 — мраморы, кальцифиры; 5 — кварцит полевошпатовый; 6 — кварцит пироксен-магнетитовый; 7 — гнейс графитовый; 8 — гнейс силлиманитовый, иногда с корундом и шпинелью; 9 — гнейс биотит-гранатовый; 10 — гнейс пироксеновый; 11 — гнейс амфибол-биотитовый; 12 — закрытые участки; 13 — пегматиты; 14 — пироксен-гранат-кварцевые породы, иногда с магнетитом; 15 — плагиограниты

ностью до первых единиц метров; б) большое количество (до 15) пачек графитосодержащих гнейсов. Мощности пачек обычно невелики (0,1—3,0 м) и только в редких случаях (Демьяновский участок Мариупольской группы железорудных месторождений) они достигают 20—22 м (содержание графита в гнейсах, как правило, не превышает 8—10%); в) широкое распространение пироксен-магнетитовых кварцитов, мраморов и кальцифиров, являющихся наиболее надежным и представительными опорными горизонтами. В отличие от темрюкской свиты железистые и карбонатные породы слагают пачки значительной мощности, достигающие 100 м и более.

Своеобразный характер чередования пород в разрезе верхней гнейсовой толщи, особенности литологического и петрографического состава, наличие мощных пачек пироксен-магнетитовых кварцитов и карбонатных пород позволили выделить верхнюю толщу в самостоятельную сачкинскую свиту.

В свою очередь разрез сачкинской свиты четко разделяется на две части. Нижняя часть разреза довольно однообразна в литологическом отношении и довольно «безлика» в смысле выделения четко выраженных опорных горизонтов. Она представляет собой чередование биотитовых, амфиболовых и гранатовых мигматитов, амфибол- и пироксен-плагноклазовых, биотитовых и реже гранатовых гнейсов. В разрезах встречено 3—5 маломощных пачек графитосодержащих гнейсов и тонкие (до 0,6 м) прослои пироксен-гранат-кварцевых, пироксен-магнетит-гранатовых кристаллических сланцев. Изредка (хутор Сачки, совхоз им. Кирова) в средней и верхней частях описываемого разреза встречаются маломощные (0,5—1,5 м) пачки высокоглиноземистых гнейсов и лейкократовых гранулитов, залегающих среди биотит-гранатовых гнейсов. Описанная часть разреза сачкинской свиты выделена в богдановскую подсвиту. Мощности ее на западном крыле синклинали колеблется от 340 до 420 м, а в осевой части — вскрытая мощность 65 м. Почва подсвиты фиксируется верхней пачкой полевошпатовых кварцитов темрюкской свиты (могила «Богдан»), а кровля — горизонтами пироксен-магнетитовых кварцитов верхней части разреза. Наиболее характерный разрез богдановской подсвиты изучен по р. Берде восточнее хутора Сачки.

Верхняя часть разреза сачкинской свиты отличается от нижней наличием устойчивых и надежных опорных горизонтов, представленных пироксен-магнетитовыми кварцитами, мраморами, кальцифирами и графитосодержащими гнейсами. Непосредственно на образованиях богдановской подсвиты залегают две пачки пироксен-магнетитовых кварцитов, нижняя из которых имеет мощность от 4—28 м (западное крыло синклинали) до 105 м (осевая часть складки — Мариупольская группа месторождений). Повсеместно выше пироксен-магнетитовых кварцитов залегают карбонатные породы мощностью от 2—3 до 100 м (на западном крыле структуры) и до 500 м (в ее осевой части), а также графитосодержащие гнейсы мощностью от 5—6 до 22 м. Сопоставление разрезов западного крыла и осевой части синклинали показывает, что по набору слагающих пород, характеру и последовательности чередования их в разрезе, наличию и расположению опорных горизонтов оба разреза четко сопоставляются, за исключением различных мощностей и некоторого отличия составов. Различие составов и мощностей объясняется, с одной стороны, колебаниями состава первичной толщи и линзовидной формой залегания, а с другой — возможностью ультраметаморфической переработки гнейсовых пород в зоне контакта с массивом анатектических плагногранитов в пределах западного крыла синклинали. Верхняя часть разреза сачкинской свиты выделена в демьяновскую подсвиту. В осевой части синклинали на участках Мариупольской группы железорудных месторождений, где вскрыты наиболее полные разрезы (Де-



мьяновский участок), мощность ее составляет 402 м; на западном крыле синклинали в зоне контакта с плагиигранитами она уменьшается до 190—220 м.

Распространение основных типов пород в разрезе сачкинской свиты следующе: гнейсы высокоглиноземистые 0,2%, пироксен-магнетитовые кварциты до 19,2% на западном крыле и до 37,1% в осевой части синклинали, мраморы и кальцифиры до 40%, графитсодержащие гнейсы до 30% на западном крыле и до 17% в осевой части, гнейсы биотитовые, амфиболовые и пироксеновые до 30—35%, породы мигматит-гранитоидного комплекса от 20 до 43%.

Стратиграфически выше гнейсовых образований сачкинской свиты залегает мощная толща пород, сильно измененных процессами ультраметаморфизма и представленных в настоящее время анатектическими гранитоидами и мигматитами, содержащими согласные, маломощные и разобщенные линзы гнейсов биотитового, граиатового, амфиболового, реже биотит-графитового состава. Толща мигматитов и гранитоидов выделена в каратышский мигматит-гранитоидный комплекс. По предварительным данным, мощность комплекса составляет 4000 м.

Результаты, полученные при детальном изучении разрезов гнейсовой серии Центрального Приазовья, послужили основанием для составления стратиграфической схемы метаморфических образований изучаемого района (см. таблицу).

Выполненное стратиграфическое расчленение высокометаморфизованных образований гнейсовой серии Центрального Приазовья является одним из веских доказательств их первично-осадочной природы.

В 1967—1968 гг. при изучении разрезов гнейсовых пород бассейна рек Темрюка, Каратюка, Берды и Юрьевского участка Мариупольской группы железорудных месторождений нами совместно с О. И. Луновой было установлено наличие косои слоистости в полевошпатовых кварцитах Юрьевского участка и р. Темрюка, а также в амфибол-пироксеновых гнейсах рек Каратюка (хутор Садовый) и Берды (совхоз им. Кирова). При петрографическом изучении полевошпатовых кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов рек Берды (хутор Глодово) и Темрюка были выявлены типичные бластопсаммитовые структуры.

Установление косои слоистости и бластопсаммитовых структур в породах гнейсовой серии является прямым признаком их осадочного происхождения и, помимо этого, доказывает возможность сохранения и выявления реликтовых признаков в сильно метаморфизованных породах.

Важные доказательства первично-осадочной природы гнейсовых образований получены при реконструкции их первичного состава. Методика восстановления первичного состава базировалась на обоснованном многими исследователями (А. В. Сидоренко и О. И. Лунова, Д. П. Сердюченко, В. К. Головенко и др.) положении, свидетельствующем, что при самых интенсивных преобразованиях метаморфические породы «наследуют определенные черты минерального и химического состава исходных осадочных пород» (Головенко, 1967).

В качестве объекта изучения были выбраны высокоглиноземистые гнейсы разрезов рек Темрюка, Каратюка и Берды. Помимо этого, в процессе работы использованы результаты химических анализов силлиманитовых и корундовых гнейсов района с. Смирново (верховье р. Берды) и Даргунского месторождения (Западное Приазовье).

С целью получения надежных результатов применены три различных метода восстановления первичного состава: а) метод тетраэдров П. Ниггли; б) обработка анализов по диаграмме А. Симонена; в) сравнение химического состава гнейсов со средним составом различных гелетических типов глин (по А. В. Ронову и Э. В. Хлебниковой). После соответствующей обработки все химические анализы были вынесены на

**Стратиграфическая схема метаморфических образований  
Центрального Приазовья**

Группа	Комплекс или серия	Сорта	Поденга	Надгенс	Мощность в м	Состав геологических подразделений (опорные горизонты подчеркнуты)	Этапы
Архейская	Приазовская гнейсовая серия	Сачкинская	Демьянская	γmAk	4000	Пегматиты, плагиограниты и гранодиориты (анатектические), мигматиты биотитового, амфиболового и гранатового состава	Река Каратыш
				gAsd	190—402	Гнейсы и кристаллические сланцы биотитовые, амфиболовые, гранатовые, <u>пироксеновые</u> , <u>пироксен-магнетитовые</u> кварциты, <u>мраморы</u> , <u>кальцифиры</u> , <u>графитосодержащие гнейсы</u>	Мариупольская группа железорудных месторождений. Разрезы р. Берды у хутора Сачки и совхоза им. Кирова
				gAsb	340—420	Гнейсы биотитовые, амфиболовые, гранатовые, маломощные пачки силлиманитовых и графитовых гнейсов, магнетитсодержащих кристаллических сланцев и гранатовых гранулитов	Река Берда, разрез восточнее хутора Сачки
		Темрюкская		gAt	1000—1250	Гнейсы биотитовые, <u>графитовые</u> , <u>силлиманитовые</u> , <u>корундовые</u> , <u>кордиеритовые</u> и <u>шинелевые</u> , <u>полевошпатовые кварциты</u> , маломощные прослои кальцифиров и магнетитсодержащих кристаллических сланцев	Реки Темрюк, Каратюк, Берда, Берестовая, Кальчик, Юрьевский. Участок Мариупольской группы месторождений

сечения тетраэдров, на диаграммы и треугольники реконструкции первичного состава.

На сечении тетраэдра П. Ниггли все фигуративные точки высокоглиноземистых гнейсов расположились в поле осадочных глинистых пород (рис. 2); на диаграмме А. Симонена они легли в поле метapelитовых осадков (рис. 3), а на треугольнике первичного состава фигуративные точки расположились вблизи точки среднего состава континентальных глин жаркого влажного климата. Это позволяет утверждать, что по особенностям химического состава высокоглиноземистые гнейсы наиболее близки этому типу глин. Континентальные глины жаркого влажного климата обычно представлены каолиновыми разностями, которые образовались скорее всего при континентальном размыве древних каолиновых кор выветривания. В процессе размыва происходила дифференциация песчаного и глинистого материала. При региональном метаморфизме за счет песчаников образовались полевошпатовые кварциты, а каолиновые глины изменились до стадии высокоглиноземистых

гнейсов. Именно поэтому в разрезе гнейсовой серии наблюдается тесная пространственная связь высокоглиноземистых гнейсов и полевошпатовых кварцитов.

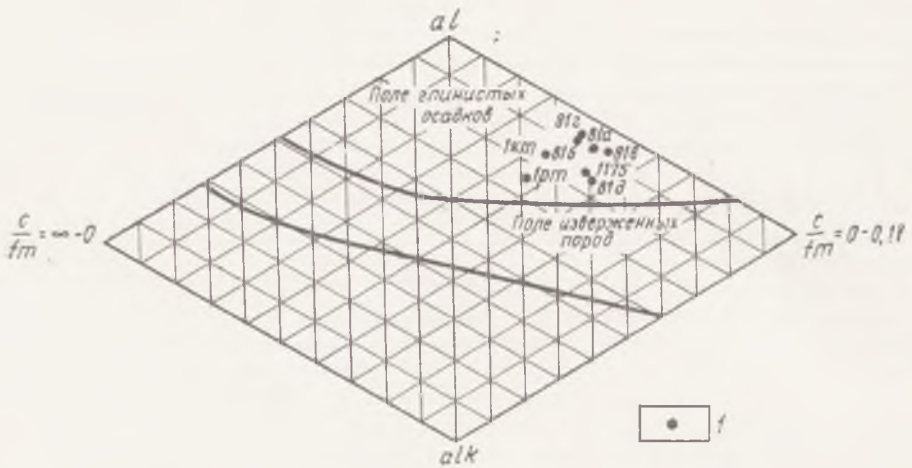


Рис. 2. Положение высокоглиноземистых гнейсов Центрального Приазовья в плоскостях, секущих тетраэдр П. Ниггли  
f — высокоглиноземистые гнейсы Приазовья

Приведенные данные показывают, что высокоглиноземистые гнейсы являются типичными парапородами и скорее всего — высокометаморфизованными вторичными каолинами. В значительно более молодых неметаморфизованных отложениях неогена (полтавская свита) наблюдается сходный процесс образования пространственно тесно связанных кварцитовидных песчаников и вторичных каолинов, представляющих собой продукт размыва палеозойской, мезозойской и палеогеновой коры выветривания.

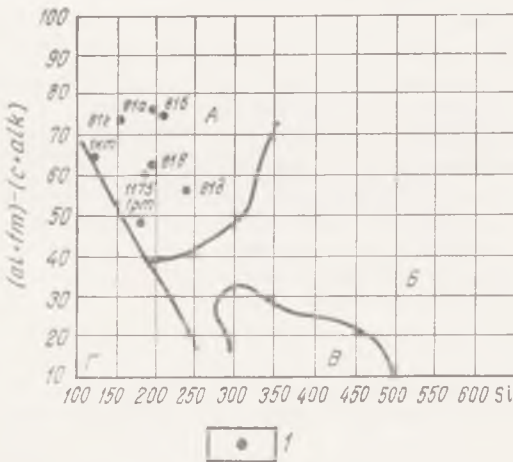


Рис. 3. Положение высокоглиноземистых гнейсов Центрального Приазовья на диаграмме А. Симонена  
f — высокоглиноземистые гнейсы Приазовья; А — поле метапелитов, Б — поле метасаммитов, В — поле гранитоидов, Г — поле основных туфов и мергелей

Материалы стратиграфического расчленения метаморфической толщи, реконструкции первичного состава, изучения реликтовых осадочных структур и текстуры позволяют в первом приближении восстановить фациальные палеогеографические условия осадконакопления в докембрии.

Анализ разреза темрюкской свиты показывает, что в период накопления осадков нижней гнейсовой толщи в пределах района господствовали условия, соответствующие прибрежно-морским фациям, а также периоды континентального размыва. Об этом свидетельствует широкое распространение в разрезе метаморфизованных песчано-глинистых осадков (биотитовые и глиноземистые гнейсы), зачастую обогащенных органикой (мощные пакки графитовых гнейсов), продуктов размыва коры выветривания (полевошпатовые кварциты и высо-

жоглиноземистые гнейсы) и незначительное развитие карбонатных пород, обычно «засоренных» мергелистым, песчаным и глинистым материалом (кальцифиры и диопсидплагиоклазовые породы).

В разрезе сачкинской свиты развиты мощные толщи (до 500 м) мраморов и кальцифиров. Это свидетельствует о существовании значительных по времени периодов морского режима.

Приведенные данные показывают, что:

1) гнейсовые образования Центрального Приазовья являются типичными осадочными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма;

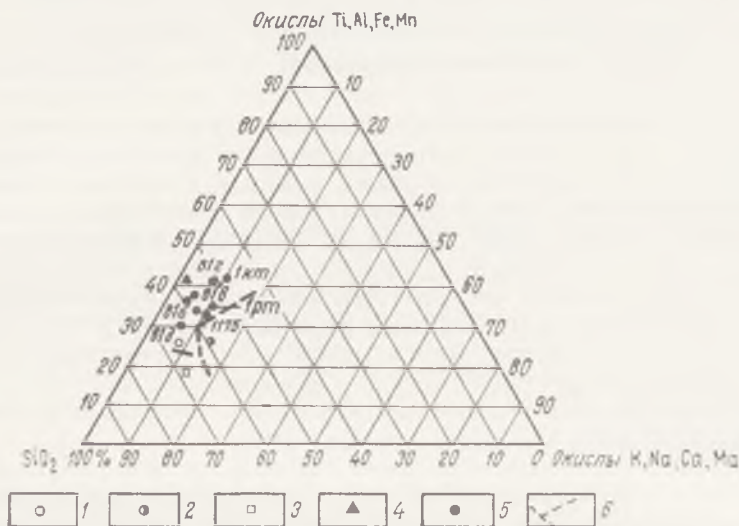


Рис. 4. Сопоставление среднего химического состава различных типов глин и высокоглиноземистых гнейсов Центрального Приазовья

1 — глины морские, лагунные аридного климата; 2 — глины морские; 3 — континентальные глины холодного и умеренного климата; 4 — континентальные глины жаркого влажного климата (по А. Б. Ронову и З. В. Хлебниковой); 5 — высокоглиноземистые гнейсы Приазовья; 6 — примерные границы полей различных генетических типов глин

2) несмотря на высокую степень метаморфического изучения, в гнейсовых образованиях устанавливаются все признаки осадочных пород (возможность стратификации и реконструкции первичного состава, реликты осадочных структур и текстур, элементов ритмичности и т. д.). В связи с этим для изучения гнейсов необходимо применять методику исследования осадочных пород;

3) литологические методы изучения гнейсовых образований, с помощью которых выполнено исследование гнейсовой серии Центрального Приазовья, должны быть широко и всесторонне использованы в пределах всего Украинского щита.

## ЛИТЕРАТУРА

Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземистого сырья и древних россыпей. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 2. М., изд-во «Недра», 1967.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Харгагезов М. К., Бойчук М. Д. К характеристике Марцупольского железорудного месторождения. «Разведка и охрана недр», 1967, № 9.

## РИТМОСТРАТИГРАФИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАМСКОЙ ПАРАМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ (МЕЖДУРЕЧЬЕ БОЛЬШОЙ ЧУИ—СОГДИОНДОНА)

Мамская кристаллическая толща имеет сложную стратификационную текстуру. Она складывается многочисленными ритмически (циклично) повторяющимися в разрезе наборами различных гнейсов, сланцев, известково-силикатных пород, кристаллических известняков и кварцитов (Завалишин, Львова, 1954; Таевский, Таевская, 1961; Великославинский и др., 1963; Леонтьев и др., 1967 и др.). Осадки метаморфизованы в фации альмапдиновых амфиболитов (Великославинский и др., 1963); в них, в пределах рассматриваемого района, выделяется до шести метаморфических зон (Карпов, Другов, 1966). Это обстоятельство затрудняет проведение стратиграфических сопоставлений, так как метаморфизм в значительной степени затушевывает первично-седиментационные закономерности (Алешин, Карпов, 1968).

В связи с этим было проведено специальное исследование (Леонтьев, 1968), позволившее объединить пятьдесят выделяемых в Мамском районе петрографических разновидностей парапород в несколько генетически различных групп — литофаций (Леонтьев, 1965, 1967, 1968), в номенклатуре которых распознаваемость разрезов по первично-седиментационным закономерностям значительно повысилась.

Выявленные первично-седиментационные закономерности в чередовании парапород дали возможность «нормировать» распределение последних относительно идеально полной схемы седиментационного ритма (Завалишин, Львова, 1954; Леонтьев и др., 1967; Леонтьев, 1968 и др.), где каждый элемент ритма\* соответствовал одной из литофаций — глинисто-песчаной (IV э. р.), алевроглинистой (III э. р.), карбонатной (IIа п. э. р. — кальций-магний-алюминиевые, IIв — кальций-магниевые осадки) и глиноземистой (Iа п. э. р. — глиноземистые, Iв п. э. р. — высокоглиноземистые осадки).

В дальнейшем проведенные исследования позволили применить более строгий и надежный, чем традиционные методы корреляции разрезов, — метод графической коннексии (Вассоевич, 1948; Леонтьев, 1965; Леонтьев и др., 1967). Этим методом в междуречье Большой Чуи и Согдиондона (юго-западная часть мамской толщи) было скоррелировано пять детальных (масштаба 1 : 5000) опорных разрезов, удаленных друг от друга на 10—15 км и охватывающих стратиграфический интервал толщи от верхов витимской свиты до верхов конкудерской (Таевский, Таевская, 1961) мощностью до 5000 м. В результате удалось выявить около восьмидесяти элементарных седиментационных ритмов со средней мощностью 65 м (среди них одиннадцать маркирующих).

Не останавливаясь на подробностях методики сопоставления разрезов (Леонтьев, 1965; Леонтьев и др., 1967), которая может служить предметом самостоятельного сообщения, рассмотрим ниже ритмостра-

\* Элемент ритма — э. р.; подэлемент ритма — п. э. р. (Вассоевич, 1948).

гиграфию и некоторые особенности формирования мамской осадочной толщи.

В синхронизированном стратиграфическом интервале толщи на строгой количественной основе (использованы накопленные частоты мощностей различных э. р. и п. э. р. в метрах) выделено одиннадцать мезоритмов\*, каждый из которых по объему соответствовал нескольким (от пяти до пятнадцати) элементарным седиментационным ритмам, выделяемым при крупномасштабном (1 : 5000) геологическом картировании. В свою очередь каждый мезоритм состоял из двух элементов: верхнего маркирующего существенно глиноземистого состава (соответствует маркирующему элементарному ритму) и нижнего обычно более мощного и более пестрого по составу осадков (от карбонатных и тонкопелитовых глиноземистых до грубозернистых терригенных).

В таблице приводятся соотношения в процентах суммарных мощностей различных генетических типов осадков по мезоритмам относительно средней мощности рассматриваемого стратиграфического интервала толщи в целом.

**Соотношение (в %) суммарных мощностей различных генетических типов осадков по мезоритмам относительно средней мощности изученной части мамской толщи**

Стратиграфические подразделения по существующей стратиграфической шкале			Стратиграфические подразделения по предлагаемой стратиграфической шкале			№ мезоритма	Тип осадков			Сумма
Свита	Подсвита	Пачка	Свита	Подсвита	Пачка		Целиковые (глиноземистые)	Карбонатные	Грубозернистые (терригенные)	
Витимская	Верхняя	1	Витимская	Верхняя	1	I	0,1	1,4	1,5	3,0
		2			2		2,0	0,3	3,1	
Слюдянкинская	Нижняя	1	Слюдянкинская	Нижняя	1	III	4,3	1,3	2,5	8,1
		2			2		7,2	4,0	6,7	
	Средняя	1		Средняя	—	V	2,4	0,6	2,9	5,9
		2								
Верхняя	1	Верхняя	—	VI	10,6	0,7	3,6	14,9		
	2									
Согдиондонская	Нижняя	1	Согдиондонская	Нижняя	1	VII VIII	1,8	1,4	2,8	6,0
		2			2		4,8	3,8	6,3	
Верхняя	1	Верхняя	—	IX	3,7	1,7	4,0	9,4		
	2									
Конкудерская	Нижняя	—	Конкудерская	Нижняя	—	X	1,7	4,1	4,0	9,7
		1			Верхняя		—	XI	1,5	
2										
Сумма							40,0	19,0	41,0	100,0

\* Седиментационные ритмы более крупные, чем элементарный ритм, можно фактически рассматривать как седиментационные циклы асимметричного строения — гемициклы по Н. Б. Вассоевичу (1948).

Из таблицы видно, что соотношения разных генетических типов осадков в мезоритмах довольно различны. Несмотря на это, эволюция литологического состава толщи снизу вверх проявляется весьма отчетливо. Это послужило основанием для выделения в пределах рассматриваемого стратиграфического интервала толщи двух крупных мегаритмов — нижнего мощностью 2450 м и верхнего — 2280 м (рис. 1).

Каждый из мегаритмов, так же как и мезоритм, имел двучленное строение, т. е. состоял из двух элементов. Так, первый элемент нижнего мегаритма (соответствует мезоритмам I—II) представлен существенно

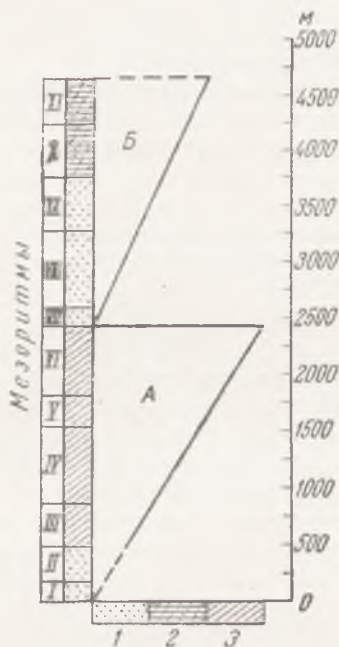


Рис. 1. Мегаритмы

А—нижний мегаритм; Б—верхний мегаритм. Типы осадков: 1 — грубозернистые (терригенные) осадки; 2 — карбонатные осадки; 3 — пелитовые (глиноземистые) осадки

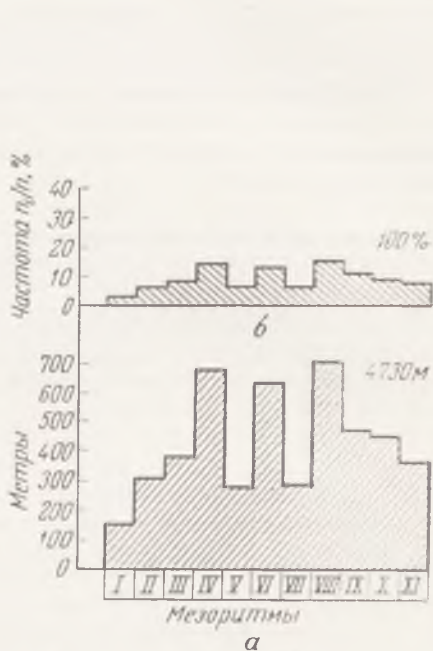


Рис. 2. Распределение средних мощностей мезоритмов по стратиграфической вертикали а — диаграмма; б — гистограмма ( $n_2$  — количество мезоритмов конкретной разновидности;  $n$  — общее количество мезоритмов в каждом разрезе)

терригенными грубозернистыми, второй (мезоритмы III—IV) — пелитовыми (глиноземистыми) осадками; первый элемент верхнего мегаритма (мезоритмы VII—IX) существенно терригенными, второй (мезоритмы X—XI) — существенно карбонатными осадками. Таким образом, нижний мегаритм в целом оценивается как терригенно-глиноземистый, верхний — как карбонатно-терригенный.

Выделенные мезо- и мегаритмы оказались вполне сопоставимыми с подразделениями общепринятой для района стратиграфической шкалы. Однако фактические объемы свит и подсвит в общепринятом варианте и в варианте, предлагаемом автором, имеют существенные расхождения, что хорошо иллюстрируется данными, приведенными в таблице. Более подробно этот вопрос нами не рассматривается, так как он уже выходит за рамки настоящей статьи.

Выявленные стратификационные особенности мамской параметаморфической толщи дали возможность сделать некоторые заключения об условиях ее образования. В частности, анализ диаграмм распределения мощностей мезоритмов (рис. 2), выделенных в толще, позволил наметить три периода, соответствующих трем различным режимам формирования мощностей: 1) с постепенным углублением седиментацион-

ного бассейна и увеличением продолжительности компенсационного осадкообразования при переходе от одного мезоритма к другому; 2) с нестабильным режимом формирования мощностей, отвечающим разнонаправленным и очень неравномерным колебаниям земной коры и соответственно ложа древнего бассейна; 3) с постепенным уменьшением возможностей компенсационного осадконакопления при непрерывном обмелении бассейна. Соответственно каждый из трех периодов в развитии седиментационного бассейна сопровождался генеральным изменением господствующих литофаций первичных осадков (см. рис. 1 и таблицу).

Изучение особенностей изменения состава первичных осадков по стратиграфической вертикали позволило глубже познать характер эволюции мамского седиментационного бассейна во времени, а выявленные мезо- и особенно мегаритмы можно рассматривать как геологические осадочные образования, отражающие периодичность не только тектонической активности в пределах рассматриваемой геосинклинали, но и в значительной степени отражающие изменения во времени палеогеографической обстановки (Сидоренко, Лунева, 1961; Хаин, 1964).

Ранний период в развитии древнего седиментационного бассейна характеризовался его постепенным углублением. И если в самом начале этого периода еще накапливаются грубозернистые терригенные осадки, то на протяжении последующего времени (мезоритмы III — IV) они сменяются существенно пелитовыми (глиноземистыми), что свидетельствует о дальнейшем углублении и расширении бассейна, сглаживании рельефа материков и усилении дезинтеграции материнских пород питающей области (Хаин, 1964).

Период, соответствующий времени отложения осадков V и VI мезоритмов (нестабильный режим формирования мощностей), отвечал переломному этапу в развитии мамского геосинклинального бассейна. К этому времени тектонический режим заметно изменился, однако в накоплении осадков не произошло каких-либо существенных качественных изменений. В этом отчетливо проявилось смещение периодического процесса осадконакопления относительно тектонических фаз развития геосинклинали (см. рис. 1, 2 и таблицу).

Шестым мезоритмом заканчивается нижний мегаритм. На этом рубеже произошло существенное изменение условий седиментации в связи с очень резким изменением тектонической активности и соответственно господствующей палеогеографической обстановки. Формирование верхнего мегаритма происходило уже в условиях заметного общего обмеления седиментационного бассейна и сопровождалось уменьшением возможностей компенсационного осадконакопления. Уменьшились соответственно и мощности мезоритмов. Этот период характеризовался возрастанием контрастности рельефа материков и некоторым увеличением в атмосфере углекислоты. Осадки в основном терригенные, но наряду с ними начинают появляться и карбонатные.

На границе IX и X мезоритмов на фоне продолжающегося обмеления бассейна произошло радикальное изменение газового состава атмосферы — общее и грандиозное обогащение углекислотой, сопровождаемое очень резкими, но достаточно продолжительными во времени колебаниями ее содержания. Это в конечном результате привело к обильному карбонатообразованию (Тугаринов, Войткевич, 1966). Мощным комплексом существенно карбонатных осадков заключается формирование второго элемента верхнего мегаритма.

Таким образом, своеобразный подход к литолого-стратиграфическому исследованию мамской толщи позволил нам, несмотря на глубокие метаморфические изменения, выявить действительно существующие первично-седиментационные закономерности (Леонтьев, 1968). Оценивая в этом свете литолого-фациальный состав первичных осадков и ха-



раक्टर их взаимоотношений, мамскую толщу в общем ряду осадочных формаций можно рассматривать как паратолщу, относящуюся к аспидной формации, флишовой субформации (Ханин, 1964).

В заключение можно сделать краткие выводы.

1. Полный разрез изученной части мамской толщи представлен одиннадцатью мезоритмами, каждый из которых может фигурировать в категории значимости не менее пачки и не более подбиты (см. таблицу).

2. В изученном стратиграфическом интервале толщи выделено два мегаритама: нижний — терригенно-глиноземистый и верхний — карбонатно-терригенный с суммарной мощностью до 5000 м.

3. Подавляющее большинство седиментационных ритмов характеризуется асимметричным строением с трансгрессивной последовательностью осадков. Эта закономерность характерна для ритмов всех порядков.

4. Проведенные исследования позволили оценить толщу как существенно терригенную и подтвердили прежние представления об ее осадочном происхождении, а также дали возможность определить ее положение в общем ряду осадочных формаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

Алешин С. М., Карпов И. К. Химический состав пелитовых пород как функция регионального метаморфизма. В сб. «Математические методы в петрологии и геологии». М., изд-во «Наука», 1968.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М., Гостоптехиздат, 1948.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 17. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. Тр. «Гипронислуда», вып. 1 (3), 1954.

Карпов И. К., Другов Г. М. О метаморфической зональности вмещающих пород Мамского пегматитового поля. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1966.

Леонтьев Г. И. Стратиграфические сопоставления детальных разрезов ритмичностных осадков докембрия методом графической коннекции (на примере мамской кристаллической толщи). В сб. «Материалы конференции молодых научных сотрудников», Иркутск, 1965.

Леонтьев Г. И., Завалишин М. А., Чесноков В. Н. К вопросу о применении метода графической коннекции при стратиграфических сопоставлениях ритмичностных осадков мамской кристаллической толщи. В сб. «Проблемы изучения геологии докембрия». Л., изд-во «Наука», 1967.

Леонтьев Г. И. Статистический анализ ритмичности древних метаморфизованных толщ. В сб. «Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР», Владивосток, 1968.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тугарилов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., изд-во «Недра», 1966.

Таевский В. М., Таевская З. К. Новые данные о стратиграфии мамской кристаллической полосы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 1 (XXVIII), Иркутск, 1961.

Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.

## ОБЛОМОЧНЫЕ ЦИРКОНЫ В ГЛУБОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ

В последние годы цирконовый метод изучения метаморфических пород привлекает внимание многих исследователей. Причина этого заключается в уникальных свойствах цирконов, которые (наряду с несравненно более редкими ксенотимами и монацитами), попадая в осадок в процессе осадконакопления, сохраняют свою форму, приобретенную в процессе транспортировки даже при метаморфизме высоких ступеней (Чайка, 1962, 1966; Шулешко, 1966; Kalsbeek, 1964 и др.).

Установлено, что обломочный циркон устойчив в бескарбонатных и не содержащих избытка щелочей породах до температур гранулитовой фации включительно. В карбонатных породах и при калиевом метасоматозе зерна детритового циркона подвергаются регенерации, а затем и полной перекристаллизации в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации. В последнее время появились данные об образовании аутигенного циркона или о регенерации обломочного циркона в процессе диагенеза (Saxena, 1966; Govinda Rajulu а. о., 1966). Эти явления действительно имеют место, но, по-видимому, только в породах определенного состава и в определенных условиях. Регенерация обломочного циркона или даже новообразование его возможно в тех породах, в которых в процессе диагенеза подвергаются разложению неустойчивые минералы или породы, содержащие повышенное количество циркония: эгирин, эвдиалит, сфен, пироклор, арфведсонит и т. д. (Свешникова, 1958). В этом случае высвобождающийся цирконий, по-видимому, может образовывать циркон или регенерировать имеющиеся детритовые зерна циркона. Однако эти явления, вероятно, достаточно ограничены, так как в осадках многие из отмеченных минералов редки. Среди сотен шлифов осадочных пород, просмотренных нами из отложений различного возраста — от нижнего мела до среднего протерозоя, — следы роста циркона в осадке нами обнаружены не были.

Устойчивость цирконов при метаморфизме и их широкое распространение делают этот минерал весьма перспективным для решения некоторых важнейших проблем литологии метаморфических пород. В частности, цирконовый метод может быть использован для восстановления гранулометрического состава исходных пород и для разделения пара- и ортопород.

При изучении формы и размеров цирконов нами использовались как препараты, приготовленные из искусственных шлихов, так и (особенно для мелких цирконов) шлифы, изготовленные по слоистости пород. В последнем случае учитывалось то обстоятельство, что детритовые цирконы в метаморфических породах ориентированы так, что длинные оси зерен или параллельны плоскости слоистости, или же образуют с этой плоскостью угол обычно не более  $15^\circ$  (в данном случае мы имеем дело с реликтовой осадочной ориентировкой), поэтому в шлифах могут быть измерены цирконы, длина которых больше толщи

шлифа. Чтобы учесть искажения размеров зерен из-за их наклона, замеры проводились нами на столике Федорова.

В осадочных породах зерна обломочного циркона должны сортироваться, переноситься и захороняться вместе с обломочной фракцией определенного размера, а форма зерен и их размеры сохраняются при метаморфизме, поэтому определение гранулометрии исходных осадков для метаморфических пород вполне возможно.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПО ЦИРКОНАМ

Размеры зерен породообразующих минералов в терригенных породах закономерно связаны с размерами зерен содержащихся здесь цирконов. В. М. Чайка (1962, 1964) производил массовые замеры величины цирконов и обломочного кварца в кварцевых песках среднего олигоцена Зауралья. Он установил, что «в слоистых песчаных толщах каждый слой независимо от мощности характеризуется определенными средними размерами зерен кварца и циркона». Средние размеры зерен кварца в песках кутанбулакской свиты 0,12 мм, а циркона 0,07 мм. Отношение между этими величинами равно 1,7. Такую же величину имеет отношение удельных весов циркона и кварца. Это соотношение должно быть действительно не только для кварца (с удельным весом 2,65), но и для плагиоклаза, калиевых полевых шпатов, кальцита, скаполита, слюд и ряда других минералов, имеющих близкий удельный вес, и обломков пород, сложенных этими минералами. Таким образом, в кварцевых, аркозовых и полимиктовых песчаниках средний размер циркона находится в эквивалентной зависимости со средним размером минералов обломочной фракции, представленной рядом породообразующих силикатных минералов и кальцитом или же обломками пород, сложенных этими минералами.

Проверка правильности этого положения была проведена при изучении обломочных пород различного возраста: нижнего мела одного из районов Туркмении, карбона Канско-Ачинского района, кембро-ордовика Восточного Саяна, верхнего (среднего?) протерозоя Восточного Саяна (кукшерская свита), верхнего протерозоя Забайкалья (мамская серия). Повсеместно в отложениях разных возрастов максимальному количеству зерен определенного размера соответствовал эквивалентный максимум размеров цирконов, меньший первого в 1,7 раза (рис. 1).

Изучение цирконов глубоководно-докембрийских пород производилось нами в разновозрастных докембрийских толщах разных районов. В Восточном Саяне объектом исследования явились архейские толщи — бирюсинская, шутхулайская, слюдянская, китойская серии; средне- и верхнепротерозойские толщи — дербинская серия, кувайская серия, кукшерская свита. В Забайкалье изучались цирконы из верхнепротерозойской мамской серии и метаэффузивы удинской толщи нижнего протерозоя Восточного Забайкалья. Кроме того, выборочно анализировались амфиболиты (метаэффузивы) питкьярантской серии ладожской формации Северного Приладожья.

При последнем изучении удалось установить, что количество и размер обломочных цирконов различны в разных типах пород. При ритмическом переслаивании наиболее крупные цирконы встречены в основании ритма, наиболее мелкие — в кровле полных нормальных ритмов (в метаморфизованных глинах). Количественное распределение цирконов по фракциям повторяет (с учетом переходного коэффициента) распределение по фракциям обломочного материала исходной терригенной породы, при этом максимум размеров цирконов эквивалентен преобладающему размеру песчинок. В породах, сложенных частицами различных гранулометрических классов (например, песчаник с алевритовым

или глинистым цементом, глинистый алеврит и т. д.), цирконы также имеют различные размеры и на графике процентного содержания дают два соответственных максимума. Например, в верхах среднего протерозоя Восточного Саяна широко распространена ритмичность такого типа: в основании — амфиболовый сланец с биотитом и кварцем, который в средней части ритма переходит в мрамор с биотитом и амфиболом, в свою очередь перекрывающийся мрамором, заканчивающим ритм. Мрамор вновь перекрывается амфиболовым сланцем основания нового ритма. Мрамор цирконов не содержит, а средняя и нижняя части ритма обогащены обломочным цирконом (0,005—0,008 мм). В ниж-

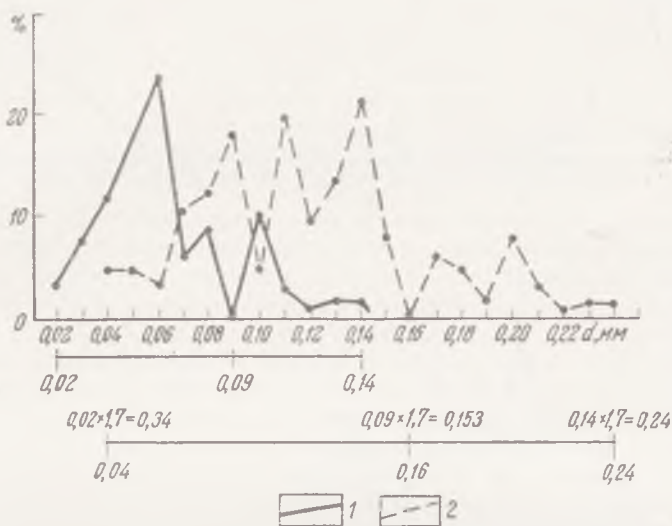


Рис. 1. Кривая распределения по фракциям песчинок и зерен циркона в косослойном песчанике карбона

1 — кривая распределения циркона; 2 — кривая распределения песчаных частиц. На первой и второй кривых видны два максимума, численные характеристики которых отличаются на 1,7. Канско-Ачинский район, колд. А. А. Семеновка

ней части по количеству циркона больше, и здесь наряду с мелким имеется и более крупный циркон — 0,025 мм. Объяснить этот факт можно только неравномерной зернистостью исходного осадка: нижняя часть ритма была сложена частицами двух фракций — алевритовой (0,04 мм) и глинистой (0,008—0,01 мм). По мере перехода к средней части ритма более крупные (алеваитовые) частицы исчезают и остаются только глинистые, отмечая переход от алевритистой глины к глине известковистой, лишенной примеси алевритовых частиц. Гнейсы и сланцы из первого элемента ритма, образовавшиеся по песчаникам, также обычно содержат циркон двух фракций. Так, циркон из основания ритма (р. Кинзельюк, Восточный Саян) представлен двумя группами: 0,15 и 0,005—0,008 мм (рис. 2, а), т. е. первоначально это был песчаник (со средним размером обломков 0,25 мм) с алевритовым цементом (0,01—0,015 мм).

Аналогичная картина распределения цирконов наблюдалась в плагиоклаз-биотит-кварцевых сланцах архея с р. Китой (рис. 2, б). Здесь также две группы цирконов, соответствующие мелко- и среднезернистому песку. На рис. 2 приведены графики распределения цирконов в терригенных породах кембро-ордовика Восточного Саяна, которые иллюстрируют наличие нескольких групп цирконов, эквивалентных различным по крупности группам обломков (рис. 2, в).

Однако восстановление размеров зерен первичных осадочных пород не всегда возможно. Во многих случаях песчаники (особенно

средне- и крупнозернистые) содержат цирконы более мелкие, нежели можно было бы ожидать, судя по размеру песчинок, а иногда цирконы полностью отсутствуют. При этом в пределах единой толщи мелкозернистые разновидности пород содержат циркон в наибольшем количестве (мелкозернистые песчаники, алевролиты, глины).

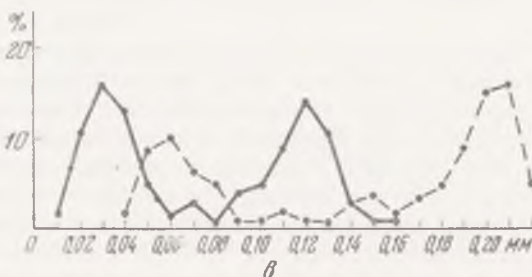
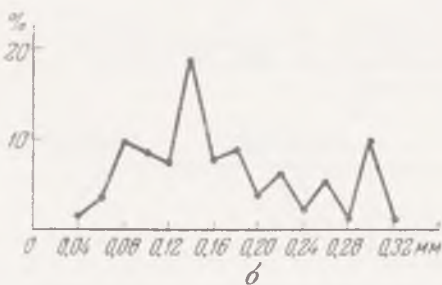
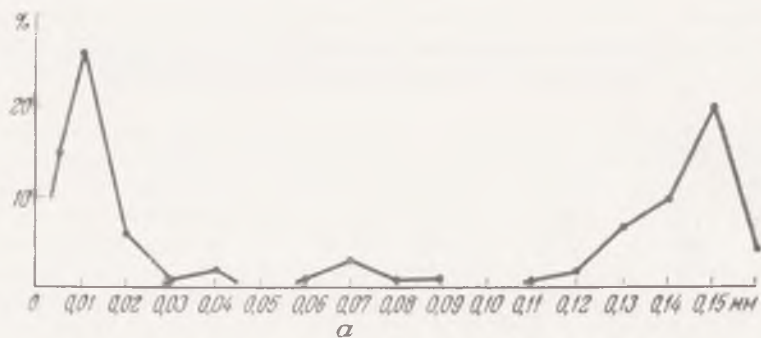


Рис. 2. Кривые распределения цирконов

а — биотитовый гнейс (р. Кинзельюк); б — плагиоклаз-биотит-кварцевый сланец (р. Китой); в — полимиктовый песчаник (р. Мана)

Это возможно в том случае, если во время образования изучаемых пород размывались отложения, которые не содержали крупных цирконов (например, мелкозернистые осадочные или вулканогенные породы, или основные и средние интрузивы). Пример этого — средний протерозой Восточного Саяна (особенно верхи его, каменная свита). Здесь гнейсы и сланцы основания ритмов, образовавшиеся за счет песчаников, часто или не содержат циркона совершенно, или имеют цирконы алевро-глинистой размерности, аналогичные тем, которые содержатся в кальцифирах и силикатных мраморах средней и верхней частей ритма. Детальный анализ палеогеографии отложений этого уровня под-

твердил предположение о наличии слабо дислоцированных осадочных пород в областях размыва (Межеловский, Савельев, 1966).

Таким образом, гранулометрический анализ по цирконам в метаморфических породах дает наилучшие результаты при исследовании первично мелкозернистых пород: метаморфизованные глины, алевриты, тонко- и мелкозернистые пески. При изучении гранулометрии первоначально более крупнозернистых пород вероятность ошибки резко повышается. Однако в любом районе отсутствие в исходных осадках крупных цирконов может быть быстро установлено при послойном изучении цирконов в ритмах различных типов — от наиболее мелкозернистых пород в кровле до все более крупнозернистых по мере приближения к подошве. В этом случае легко установить ту границу, за которой размер цирконов перестанет увеличиваться, или же они исчезнут совсем. Возможно, цирконы того же размера сохраняются, но количество их резко уменьшится — все это будет свидетельствовать о том, что в данном слое появились породы, состоявшие из обломков более крупных, нежели те цирконы (естественно, с учетом переходного коэффициента), которые содержатся в породах областей размыва этого времени.

Распределение цирконов в породах имеет еще одну особенность: в некоторых случаях породы содержат циркон более крупный, чем это возможно, судя по максимальному размеру обломочной фракции. Особенно это характерно для глин, которые, как указывает Полдерварт (Poldervaart, 1955), содержат циркон от 0,02 до 0,07 мм. Однако, если учесть все сказанное по сортировке цирконов, то такой размер зерен должен быть эквивалентен  $0,04 \times 1,7$  и  $0,08 \times 1,7$ , т. е. 0,07—0,14 мм — размерам обломков алевритов и тонкозернистых песков, но не глин. Причины этого пока не ясны. Изучение цирконов из алевролитов нижнего мела Туркмении, а также цирконов из алевролитов и аргиллитов кембро-ордовика Манского прогиба показало, что аномально крупные цирконы встречаются в этих породах. Их появление обычно не связано с наличием примеси более крупных частиц, но эти цирконы очень редки и в подавляющем большинстве случаев могут быть обнаружены только в искусственных шлихах из протолочек большого веса. Возможно, попадание в осадок аномально крупных цирконов связано с ярко выраженной гидрофобностью некоторых их разновидностей.

#### ВЫДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП ПОРОД ПО СОДЕРЖАНИЮ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Некоторые метаморфические породы полностью лишены обломочных цирконов, причем отсутствие их не связано с особенностями состава пород областей размыва. Наличие или отсутствие обломочных цирконов в породах близкого минерального и химического состава определяет различие в способе образования этих пород. По этому признаку даже в наиболее глубоководных толщах можно различать первично-хемогенные и первично-обломочные кремнистые породы. Например, хемогенные графитистые кварциты среднего протерозоя (дербинская свита) Восточного Саяна практически полностью лишены цирконов, так же как аналогичные (но слабее метаморфизованные) углистые кварциты манской свиты верхнего протерозоя этого же района. В то же время очень похожие на них макроскопически кварциты кукшерской свиты Присаянья, в которых иногда встречаются псаммитовые структуры, содержат в большом количестве окатанный циркон и являются метаморфизованными кварцевыми песками (рис. 3). Содержат окатанный циркон и черные графитистые кварциты вачской свиты (Pt<sub>3</sub>) Патомского нагорья и протерозойские кварциты урульгинской свиты Восточного Забайкалья и др.

В китойской серии архея Восточного Саяна, измененной в условиях гранулитовой фации, практически все литологические разновидности пород содержат циркон различной крупности (в соответствии с характером исходной породы), кроме высокоглиноземистых пород, лишенных циркона, которые первоначально являлись коллоидными глинами.

Как известно, различные эффузивы — как кислые, так и основные и средние — не содержат цирконов или же заключают в себе отдельные, хорошо ограниченные и очень редкие кристаллы.

Выделить первоначально вулканогенные породы среди метаморфических очень трудно — и по химизму, и по фаціальным признакам. Нередко среди глубокометаморфизованных пород различные амфиболиты, амфиболовые сланцы, амфиболовые гнейсы и т. д. считают, без особого

на то основания, производными вулканогенных пород. Однако рассмотрение аксессуаров таких пород показало, что многие из них содержат окатанные цирконы, эквивалентные алеврито-глинистой, реже псаммитовой размерности зерен и являются производными не вулканогенных, а терригенных и карбонатно-терригенных пород: глин, мергелей, известковистых алевролитов, реже граувакковых песчаников. Например, амфиболиты и амфиболсодержащие гнейсы и сланцы китойской серии архея, судя по размерам обильного обломочного циркона, образовались за счет глинистых алевролитов, алевролитов и реже мелкозернистых песчаников.

Амфиболиты и амфиболовые сланцы среднего протерозоя Восточного Саяна содержат очень мелкий обломочный циркон, свидетельствующий об образовании этих пород за счет глинистых и алевритовых пород. Этот же вывод подтверждается при изучении положения этих слоев в хорошо выраженных ритмах.

Наряду с этим близкие по составу и минеральным ассоциациям амфиболиты не содержат циркона совершенно. Такие амфиболиты встречены в питкярантской серии (Северное Приладожье), в бирюсинской серии архея (Восточный Саян), в удинской толще нижнего протерозоя (Восточное Забайкалье). В последнем случае реликты эффузивных структур наблюдались А. Н. Нееловым (устное сообщение) даже в амфиболитовой фации метаморфизма.

Лишены цирконов амфиболиты, образовавшиеся по породам вулканогенной кувайской серии верхнего протерозоя Восточного Саяна.

Таким образом, в глубокометаморфизованных толщах отсутствие или наличие обломочных цирконов является надежным признаком, позволяющим различать хемогенные и терригенные породы, эффузивы и осадочные породы, что является совершенно необходимым при восстановлении первичного состава многих докембрийских формаций, сложенных метаморфическими породами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Межеловский Н. В., Савельев А. А. Палеогеография протерозоя Восточного Саяна и Тувы. Тр. III Красноярской геол. конференции, 1966.  
 Митич Г. Б. Турмалиносодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 53, № 3, 1946.  
 Полканов Ю. А. Об учете крупности зерен при диагностике минералов прибрежных титаносных россыпей. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

Свешникова Е. В. Некоторые геохимические особенности редкометальной минерализации щелочных пород Средне-Татарского массива на Енисейском кряже. В кн. «Вопросы магматизма и металлогении СССР». Материалы II Всес. петрограф. совещания, 1958.

Спасибко П. П. О происхождении гнейсов долины р. Теберды на Северном Кавказе. Тр. ГИН АН СССР, петрограф. серия, вып. 59, № 20, 1941.

Чайка В. М. К методике изучения метаморфических пород. «Геология и геофизика», 1962, № 12.

Чайка В. М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Шулешко И. К. К методике изучения циркона в метаморфических и магматических породах. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 2.

Govinda Rajulu B. V. und Nagaraja H. R. Authigenic Zircons from the lower Kaladgi formations jamkhandi. Mysore state. Geol. Soc. of India Bull. vol. 3, N 1. 1966.

Kalsbeek F. Zircons from some metamorphic rocks in the stavanger Area (Southern Norway). Norsk Geol. Tidsskrift, Bind. 44, h. 1. 1964.

Poldervaart A. Zircon in Rocks. 1. sedimentary rocks. Am. J. Sci., 254, 521, 1955.

Saxena K. A note on the origin of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. GFF. vol. 88. p. 2. 1966.



А. А. ПРЕДОВСКИЙ, А. С. ВОИНОВ,  
В. Г. ЗАГОРОДНЫЙ, Ж. А. ФЕДОТОВ, А. М. АХМЕДОВ

## СООТНОШЕНИЕ И ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПЕЧЕНГИ

Изучение разрезов среднепротерозойского комплекса Печенги остается актуальным, хотя ему уделяли внимание многие исследователи (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967; Харитонов, 1966; Мирская и Сулова, 1963; Мирская, 1966 и др.). Оно необходимо как для познания истории развития Печенгского синклинория, так и для выявления закономерностей пространственного распределения медно-никелевого оруденения.

Одним из важных аспектов изучения геологической истории Печенги является реконструкция палеотектонического режима седиментации и вулканизма. По нашему мнению, анализ тектонического режима должен производиться с учетом как геологического характера разрезов, так и геохимической специфики слагающих их пород. В настоящей статье подобная попытка предпринята на основании детально изученных разрезов северного крыла синклинория. Палеотектоническая интерпретация химизма метаосадочных пород производилась на основании обсуждавшихся и применявшихся ранее принципов (Предовский и др., 1967). Некоторые особенности химического состава вулканитов учитывались в сопоставлении с закономерностями изменения состава и характера осадков.

Общая стратиграфическая последовательность осадочно-вулканогенных образований северного крыла Печенгского синклинория в результате многолетних исследований геологов Кольского филиала АН СССР и СЗТГУ является твердо установленной, что создало предпосылки для детальных геолого-геохимических исследований.

При изучении разрезов Печенгского синклинория необходимо иметь в виду его зональное и асимметричное строение (Загородный, 1967, 1969), которым обусловлена неоднородность толщ в пространстве по мощности и составу. Кроме общей зональности, имевшей северо-западное простираие, размещение осадочно-вулканогенных образований Печенги подвержено влиянию крупных поперечных разрывных нарушений, имеющих северо-восточное направление. Как и северо-западные нарушения, определяющие зональность строения синклинория, они возникли на первых этапах развития среднепротерозойской подвижной зоны и по ряду признаков имели конседиментационный характер. Примером может служить размещение прерывистой по простираию первой осадочной толщи, грубообломочные породы которой тяготеют к зонам влияния крупных разрывных нарушений северо-восточного простираия — Куэтсарвинского на западном и Печенгских — Каскельярвских на восточном флангах северного крыла синклинория.

Несмотря на неоднородное пространственное распределение пород осадочных и вулканогенных толщ, обусловленное зонально-блоковым строением синклинория, имеется возможность обобщенной характеристики разрезов, что показано ниже на примере северного крыла синкли-

нория. Описание ведется раздельно для осадочных и вулканогенных толщ.

Как известно (Загородный и др., 1964), в составе печенгского комплекса (серии) выделяются четыре свиты (снизу вверх): ахмалахтинская, куэтсарвинская, коласйокская и пильгуярвинская, каждая из которых состоит из нижней осадочной толщи (подсвиты) и верхней — вулканогенной. Распространено также цифровое наименование свит и подсвит по их порядку от первой (ахмалахтинской) до четвертой. Помимо четырех основных осадочных толщ (подсвит) в разрезе синклинория известно большое количество ограниченных по мощности и распространению осадочных прослоев, расположенных внутри второй, третьей и четвертой вулканогенных толщ.

*Первая осадочная толща* (нижнеахмалахтинская подсвита), как отмечалось, имеет ограниченное распространение, тяготея к западной и восточной частям северного крыла синклинория, точнее, к зонам влияния крупных поперечных разрывных нарушений. Эта толща, имеющая максимальную мощность до 200—300 м, достаточно хорошо стратифицирована. По нашим данным, в разрезе толщи могут быть выделены три пачки.

Нижняя пачка является наименее дифференцированным материалом. Это грубозернистые косослоистые метапсаммиты полимиктового или аркозового состава, содержащие различные по величине обломки гранито-гнейсовых пород и изменчивые по мощности линзовидные прослои конгломератов. В составе обломков отмечены биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранодиориты, плагиограниты, пегматоидные граниты, метабазиты.

Средняя пачка имеет ритмичное строение. Мощность ритмов 2—3 м. Они сложены крупногалечными конгломератами с полимиктовым и аркозовым цементом, мелкогалечными конгломератами, грубозернистыми метааркозами с мелкой галькой и средне- или мелкозернистыми аркозовыми метапсаммитами. В последних отмечено повышенное содержание аксессуарных циркона и турмалина.

Верхняя пачка, имея небольшую мощность, отличается от предыдущих значительной примесью туфогенного основного материала.

Породы первой осадочной толщи отличны по степени метаморфизма от образований фундамента, перекрывают их несогласно и сменяются метадиабазами первой вулканогенной толщи.

Как показывают геологические и геохимические данные, степень выветривания пород фундамента перед отложением первой осадочной толщи была незначительной, хотя выветривание и имело место. В частности, это выражено в величине кали-натрового отношения, которое для нижней пачки первой толщи незначительно превышает единицу и вверх по разрезу снижается до 0,43, в то время как для фундамента (гранитоиды) оно равно 0,80\*.

Начиная со времени формирования второй части разреза толщи усиливается осадочная дифференциация обломочного материала. При завершении образования толщи проявился основной вулканизм, с чем связано накопление туффигов. Все это может интерпретироваться как постепенное ослабление тектонических движений после резкой их активизации в начале и эпизодическое оживление движений в конце формирования толщи, перед излияниями основных лав первой вулканогенной толщи.

Базальные конгломераты и сопутствующие им метааркозовые осадки, по нашим данным, отлагались в сравнительно узких, по-видимому, приразломных депрессиях у подножий локальных глыбовых поднятий.

\* Здесь и далее приводится величина кали-натрового отношения, рассчитанная в молекулярных количествах.

Заслуживают внимания различия в содержании микроклина в породах первой осадочной толщи на разных участках ее развития, что связано с неоднородностью состава области питания.

*Вторая осадочная толща* (нижняя куэтсярвинская подсвета), максимальная мощность которой оценивается более чем в 250 м. расчленяется нами детальнее, чем предыдущими исследователями (рис. 1). Породы второй осадочной толщи, подобно первой, в своем распространении тяготеют к западной и восточной частям северного крыла синклиналя, но обнажаются на значительно больших площадях.

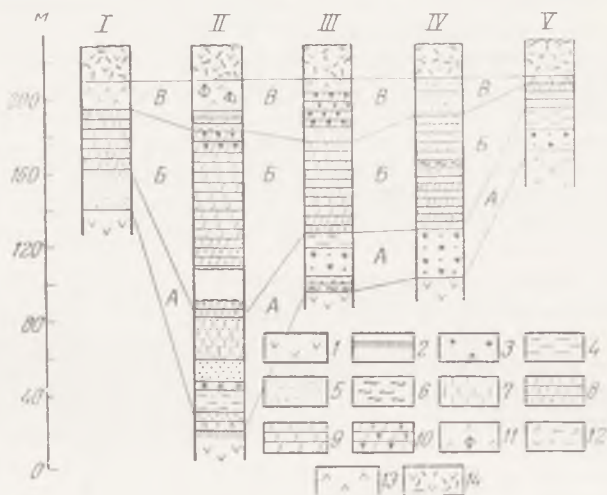


Рис. 1. Разрезы второй осадочной толщи печенгского комплекса

*I* — устье р. Кувернерин-йоки; *II* — р. Кувернерин-йоки в 3 км выше устья; *III* — правый берег р. Печени; *IV* — район оз. Тульязур; *V* — р. Валас-йоки. 1 — метадиабазы первой вулканогенной толщи; 2 — кора выветривания на диабазах; 3 — гематитсодержащие кварциты; 4 — тонкоослончатые метааргиллиты и метаалевролиты; 5 — кварциты, кварцито-песчаники; 6 — кварц-серпичитовые сланцы; 7 — известковистые кварцито-песчаники; 8 — песчанистые доломиты; 9 — доломиты; 10 — водорослевые доломиты; 11 — доломитовая брекчия с туфовым цементом; 12 — туфосланцы; 13 — туфы; 14 — метадиабазы второй вулканогенной толщи

В непосредственном контакте толщи с подстилающими эффузивами обычно обнаруживается маломощный горизонт карбонат-хлоритовых сланцев, химизм которых указывает на их образование за счет выветривания подстилающих пород, в том числе и основного состава.

Выше базальных сланцев залегает пачка метапсаммитовых пород мощностью до 60 м (см. рис. 1, *A*), в составе которой выделяются две части. Нижняя часть — крупно- и мелкозернистые кварциты высокой степени дифференциации, часто имеющие карбонатный цемент. Эти кварциты характерны для низов второй осадочной толщи печенгского комплекса. Верхняя часть пачки сложена ритмично переслаивающимися, различными по крупности зерна олигомиктовыми кварцитами, содержащими тонкие прослои метаалевролитов. Эта часть, а иногда и весь разрез метапсаммитовой пачки содержит примесь гематита, обогащающего отдельные тонкие прослои. В некоторых горизонтах повышено содержание обломков турмалина и мусковита. К этому стратиграфическому уровню приурочено первое появление в разрезах протерозойских образований на северо-западе Кольского полуострова красноцветных толщ. Накопление красноцветов, по нашим данным и материалам других авторов, происходило в субэраляльных условиях. Постоянное присутствие в низах разреза карбонатов и маломощных прослоев доломитов, возможно, указывает на некоторую аридизацию палеоклимата.

Геохимические особенности метапсаммитовой части разреза второй осадочной толщи вместе с ее литологическими характеристиками указывают на то, что она является продуктом четко проявленной седиментационной дифференциации предварительно интенсивно выветрелых пород области питания. Породы толщи отлагались в условиях сравнительно стабилизированных тектонических движений, после некоторого их оживления, вызвавшего начало седиментации. Если в нижних туффитовых сланцах кали-натровое отношение достигает 7,90, то выше по разрезу оно поднимается до 10—15, а в отдельных слоях метапелитов до 24,37.

Выше метапсаммитовой пачки располагается карбонатная пачка мощностью 80 м (см. рис. 1, *Б*), сложенная песчанистыми, кремнеземистыми и чистыми доломитовыми мраморами разной степени раскристаллизации. Первично это в основном доломиты рифового типа. В составе пачки по литолого-геохимическим особенностям выделяются три ритма. Отложение карбонатных пород происходило в обширном мелководном эпиконтинентальном бассейне, фиксируя максимальный уровень трансгрессии при стабилизации тектонических движений.

Разрез второй осадочной толщи венчается туффитовыми сланцами, карбонатными брекчиями и туфами (см. рис. 1, *Б*), что, вероятно, указывает на усиление движений в области питания и отложения и на падающую подачу основного вулканогенного материала. Это выражено, в частности, в резком снижении величины кали-натрового отношения (до 3,60).

Таким образом, по литологическим и геохимическим признакам устанавливается, что формирование второй осадочной толщи печенгского комплекса началось после весьма ошутимого по времени перерыва в седиментации, который сопровождался глубоким химическим выветриванием пород в области питания, на обрамляющих выходах фундамента и, возможно, подстилающих образований. Можно думать, что это один из крупных перерывов в накоплении печенгского комплекса. Переход к образованию вулканогенных пород перекрывающей толщи был, по-видимому, кратковременным.

Важно подчеркнуть весьма неоднородное пространственное распределение микроклина в обломочных породах толщи, что связано с влиянием различных по составу участков области питания.

*Третья осадочная толща* (нижняя коласйокская подсвета), максимальная мощность которой обычно оценивается в 200—240 м, делится нами так же, как и предыдущими исследователями, на четыре пачки, но с некоторыми отличиями в характеристике пород и их взаимоотношений (рис. 2). Ее общая мощность оценивается нами в 150—180 м, во всяком случае она меньше мощности первых двух толщ. По закономерностям распределения в пространстве третья осадочная толща сходна со второй, но занимаемые ею площади несколько меньше.

Породы толщи в ряде случаев ложатся на подстилающие метавулканисты с четко выраженным размывом. Примером может служить участок Лучломполо, где на кремнистых лавах со следами размыва в основании залегают олигомиктовые кварциты нижней пачки (см. рис. 2, *А*). Кварциты содержат примесь кремнистого туфогенного материала, карбоната, гематита. Выше по разрезу той же пачки пород наблюдается переход к тонкослонистым металевам с прослоями весьма тонкозернистых кремнистых пород. В других случаях, как, например, на участке Иллеппи-ярви, резкой границы как будто не наблюдается. При этом толща начинается с основных туфов и туффитовых сланцев.

Вторая пачка третьей осадочной толщи (см. рис. 2, *Б*), нередко ложась на первую и даже на вулканисты второй толщи с признаками одновременного размыва и местными угловыми несогласиями, отличается насыщенностью аркозовым материалом. На участке Лучломполо

она начинается мелкогалечными кварц-микроклинными конгломератами и гравелитами. В их основании обнаруживаются кремнистые стяжения с гематитом. Аркозовые гравелиты постепенно сменяются кварц-полевошпатовыми метасаммитами. На участке Иллепин-ярви эта пачка слагается туффитовыми олигомиктовыми гравелитами и метасаммитами.

Третья пачка (см. рис. 2, В) слагается как чистыми, так и значительно обогащенными силикатным материалом гематитом и доломитовыми мраморами, в которых нередко реликты первичного органогенного строения и деформированные и перекристаллизованные остатки водорослевых колоний, что указывает на первично-риффовый характер этих отложений.

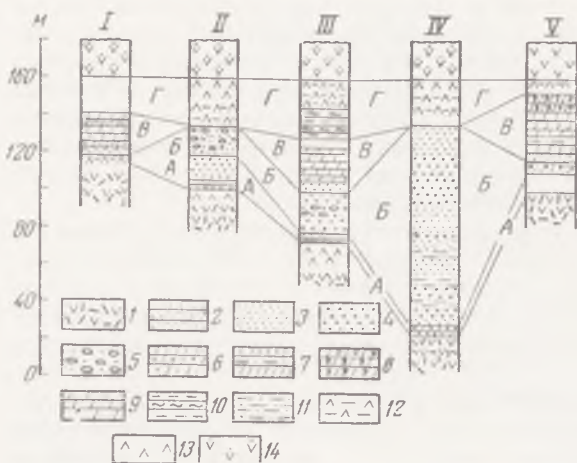


Рис. 2. Разрезы третьей осадочной толщи печенгского комплекса

*I* — в 1 км к северо-востоку от пос. Никель; *II* — в 2,4 км к западу от оз. Лучломполо; *III* — в 1,5 км к западу от оз. Лучломполо; *IV* — в 0,5 км к востоку от оз. Лучломполо; *V* — район оз. Иллепинярви. 1 — метаднабы второй вулканогенной толщи; 2 — туффитовые метаспесчаники; 3 — кварциты, кварцито-песчаники; 4 — аркозовые гравелиты; 5 — полимиктовые мелкогалечные конгломераты; 6 — песчанистые доломиты; 7 — доломиты с прослоями метааргиллитов; 8 — водорослевые доломиты; 9 — доломиты; 10 — переслаивание туффитовых, хлоритовых и серпичитовых сланцев; 11 — метааргиллиты, метаталевролиты; 12 — туффосланцы; 13 — туфы; 14 — метаднабы третьей вулканогенной толщи

крупных масс богатых микроклинном пород фундамента, что отразилось в повсеместном появлении заметных количеств аркозового материала на соответствующем уровне разреза. Это весьма интересный момент в истории Печенгского синклиория, поскольку он отражает противоречие между наметившейся стабилизацией движений (третья толща в ряде участков венчается карбонатными породами) и резко проявившимися кратковременными глыбовыми подвижками в области питания. Подобные черты, как будет видно далее, обнаруживаются и у четвертой осадочной толщи. Время отложения карбонатной пачки отвечает этапу окончательной стабилизации движений. Косвенные геохимические данные указывают на большую скорость отложения карбонатного вещества, в значительной степени связанного с вулканизмом. Венчающая разрез кремнистая пачка свидетельствует о новой активизации движений, приведшей к излиянию лав третьей вулканогенной толщи.

\* Этот горизонт характеризуется весьма высоким (до 18,30) кали-натровым отношением, связанным с появлением микроклина. По другим геохимическим параметрам породы горизонта уверенно отличаются от продуктов перемыва коры выветривания, где рост кали-натрового отношения определяется осадочной дифференциацией.

В целом формирование третьей осадочной толщи происходило в условиях сравнительно активных тектонических движений. Не менее существенна и возросшая роль вулканизма в формировании осадков.

*Четвертая осадочная толща* (нижняя пильгуярвинская подсвита или продуктивная толща) является наиболее мощной туфогенно-осадочной частью разреза Печенгского комплекса. Общая мощность ее обычно оценивается на участках максимального развития в 900—1000 м и более. Основные исходные данные по этой толще были получены при работах В. Г. Загородного, Д. Д. Мирской, С. Н. Сусловой и в результате детального картирования под руководством Л. И. Увадьева. Выходы пород толщи в северном крыле синклинали прослеживаются на протяжении 80 км. К флангам структуры толща постепенно выклинивается. Четвертая осадочная толща была детально изучена нами на участках Пороярви, Котсельваара, Ортоайви, Киердживор, Пильгуярви и Ламмас. В разрезе толщи на всем ее протяжении предварительно выделяются четыре пачки (рис. 3). Число пачек соответствует количеству горизонтов в схеме Л. И. Увадьева, но их состав, распространение и взаимоотношения, по нашим данным, существенно иные.

Нижняя пачка (см. рис. 3, А) в большинстве случаев начинается базальными сланцами, которые залегают на метабазах третьей вулканогенной толщи и по своим геохимическим особенностям несомненно являются продуктом перемыва предшествующей коры выветривания не только подстилающих образований, но и пород фундамента в обрамляющей области питания. Мощность горизонта базальных сланцев различна, иногда, как на участке Ламмас, весьма незначительна. На Пороярви мощность базальных сланцев больше (до нескольких метров), они имеют существенно серицитовый состав и сильно обогащены углеродистым веществом (14% некарбонатного углерода). Величина калиевого отношения для этих пород колеблется в пределах 5,20—9, в то время как выше по разрезу оно существенно снижается.

Выше базальных сланцев нижняя пачка обычно слагается филлитами и туффитовыми филлитами с различным количеством прослоев грубообломочных пород. На участке Ламмас они представлены пластами и линзами кварцевых гравелитов и грубозернистых кварцевых метапсаммитов с обломками турмалина, микроклина, мусковита и плагиоклаза и уплощенной галькой углистых сланцев. Здесь общая мощность нижней пачки оценивается в 70 м. На других участках состав и количество прослоев грубообломочных пород иные, но они обязательно присутствуют. Наиболее мелкозерниста в целом эта пачка на участке Пороярви, причем переход с юго-востока на северо-запад происходит постепенно.

Вторая пачка (см. рис. 3, Б) является по существу продолжением и завершением первой. Она слагается в основном метапелит-алевролитовыми сланцами, чередующимися с углистыми филлитами и местами содержащими ощутимую примесь туффитового материала. Максимальная мощность пачки 300—400 м, в ней эпизодически проявляются маломощные прослои метапсаммитового состава.

Первая и вторая пачки родственны по химическому составу и, вероятно, возникли при значительном участии материала, сносившегося с гранито-гнейсового обрамления Печенгского бассейна седиментации. Вместе они составляют как бы первый крупный ритм толщи. Внутренняя ритмичность пачек выражена достаточно отчетливо. В первой пачке она более грубая и незакономерная, во второй — более тонкая и равномерная, но проявлена не повсеместно.

Третья пачка (см. рис. 3, В) слагается метатуффитовыми серицит-хлоритовыми сланцами с кварцем, плагиоклазом и карбонатом. На участке Ламмас ее мощность около 300 м. Для этой пачки характерно уменьшение вверх по разрезу количества прослоев с примесью алевро-

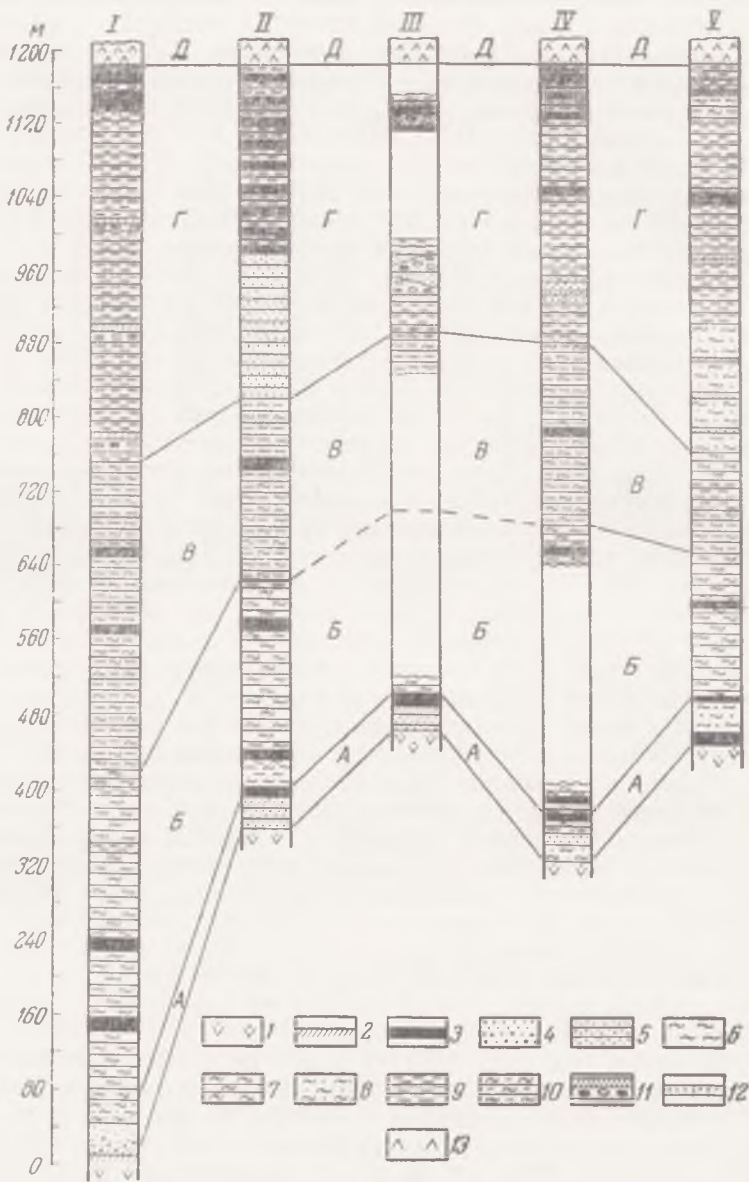


Рис. 3. Разрезы четвертой осадочной толщи печенгского комплекса

I—район р. Ламмас-йоки; II—район оз. Пильгуярви; III—район г. Кьерд-  
 жилор; IV—район г. Ортоайви; V—район оз. Пороярви. 1—метаднабы  
 третьей вулканогенной толщи; 2—кора выветривания на диабазы;  
 3—черные углистые сланцы с сульфидами; 4—кварцито-песчаники  
 с линзами гравелитов; 5—туффитовые песчаники; 6—кварц-серпичитовые  
 сланцы; 7—туффитовые кварц-серпичитовые сланцы; 8—песчаные сланцы  
 и слоистые песчаники; 9—туффитовые, хлоритовые сланцы; 10—пере-  
 славание туффитовых, хлоритовых и кварц-серпичитовых сланцев; 11—по-  
 лимктовые конгломераты с линзами доломитов; 12—гравелиты с про-  
 соями доломитов; 13—туфогенные породы зоны перехода к четвертой  
 вулканогенной толще

псаммитового материала и присутствие углистых туффитовых филлитов. Породы пачки часто ритмичнослоистые.

Четвертая пачка (см. рис. 3, Г) сходна с третьей по составу преобладающих сланцев, но она обычно начинается туффитовыми метапсаммитами или содержит в нижней части их прослой. Наиболее характерно это явление для участка Пильгуярви. Общая мощность пачки до 500 м. Характерными особенностями пачки являются ритмично-слоистое строение, обилие туфогенного материала и присутствие на различных уровнях прослоев карбонатных пород (доломитовых мраморов), гравелитов и конгломератов. В целом количество туфогенной примеси увеличивается вверх по разрезу. Последнее усложняет решение вопроса о верхней границе четвертой осадочной толщи, которая пока представляется весьма условной. Возможно, что более точно верхнюю границу четвертой толщи удастся провести на основе исследования химизма метаосадков. Особенно большой мощностью, по данным Л. Н. Увадьева, верхняя, туфогенная часть четвертой пачки обладает в районе Ортоайви—Пильгуярви. На разрезах рис. 3 эта часть пачки условно выделена индексом Д (без указания мощности). На участке Пороярви в четвертой пачке также присутствуют прослой карбонатных пород, гравелитов и конгломератов.

По всему разрезу четвертой осадочной толщи неравномерно распределены пластовые интрузии основных и ультраосновных пород, в верхней ее части нередко маломощные покровы метадиабазов. Таким образом, четвертая осадочная толща начала формироваться после значительного перерыва в седиментации. В первые моменты шло накопление тонкозернистых пород — базальных сланцев. Последовавшее кратковременное оживление движений в области питания вызвало появление грубообломочных прослоев первой пачки. Вторая пачка отлагалась в условиях относительной стабилизации движений. Этим закончился первый этап формирования толщи. Вторым этапом отличался, по-видимому, нарастающим влиянием туфогенного материала в составе третьей и четвертой пачек. Он характерен тем, что на фоне все более стабильного тектонического режима (что подтверждается и геохимическим изучением пород) проявлялись кратковременные подвижки, обеспечивавшие подачу основного туфогенного материала, успевавшего затем пережить осадочную дифференциацию. Интенсивность этих подвижек, с которыми, в частности, связано появление прослоев конгломератов и туфогенов, нарастала, усиливаясь по мере приближения ко времени излияния лав четвертой вулканогенной толщи.

По мощности слагаемых ими толщ вулканогенные породы Печенгского синклиория преобладают над осадочными (рис. 4). Эта характернейшая особенность Печенгской структуры подчеркивалась многими исследователями (Поляк, Турылева, 1966). Расчленение вулканитов

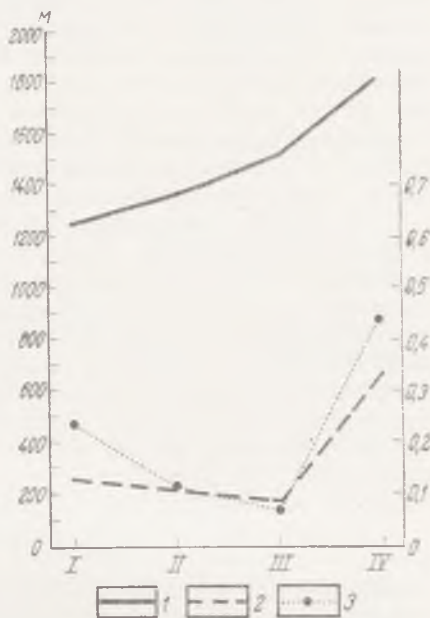


Рис. 4. Распределение максимальной мощности осадочных и вулканогенных пород (левая ордината) и их отношение (правая ордината) в разрезе северного крыла Печенгского синклиория.

1 — мощности вулканогенных пород; 2 — мощности осадочных пород; 3 — отношение мощностей осадочных и вулканогенных образований. Вулканогенные толщи: I — ахмалахтинская, II — кузятярвинская, III — коласйокая, IV — пильгуярвинская



является в то же время гораздо более трудным делом, поскольку эти породы сравнительно однообразны по строению и требуют специальных геохимических исследований. Первые результаты наших работ, с учетом предыдущих исследований, излагаются ниже. При этом в основном имеются в виду данные, полученные для четырех вулканогенных толщ северного крыла синклиория на участках Коурпукас—Куэц-сярви и Пороярви.

Первая вулканогенная толща (верхнеахмалахтинская подсвита), мощность которой, как известно, оценивается в 200—1200 м, слагается серией излившихся покровов с чередующимися массивными (низы покровов) и миндалекаменными метадиабазами. По составу наиболее распространены альбит-актинолит-эпидотовые разновидности. В средней части толщи установлены покровы метаандезитового состава. В районе Пороярви эти более кислые породы слагают до 50% объема толщи. В составе метаандезитов альбит, роговая обманка, биотит, кварц. Роль туфогенных пород и шаровых лав невелика.

Вторая вулканогенная толща мощностью 300—1400 м (верхнекуэц-сярвинская подсвита) залегает на второй осадочной или на первой вулканогенной. Слагающие ее породы разнообразны по составу. Нами выделяются три части этой толщи. Нижняя из них, занимающая четверть разреза по мощности, состоит из нормальных щелочноземельных метадиабазов, в основном миндалекаменных. Выше следуют альбит-магнетитовые породы и альбитофиры с натровым плагиоклазом и без кальциевых минералов. Верхняя часть разреза толщи слагается щелочноземельными метадиабазами, резко отделяющимися от подстилающих пород. На отдельных протяженных участках этой границы установлены метатуфитовые сланцы и конгломераты.

Третья вулканогенная толща мощностью до 1500 м (верхнеколас-йокская подсвита) начинается, как и вторая, туфогенными породами, выше которых в разрезе идут метадиабазы. В средней и верхней частях разреза располагаются горизонты шаровых лав мощностью до 100 м. Количество туфобрекчий меняется как по разрезу, так и по профирированию толщи.

Четвертая вулканогенная толща (верхнепильгуярвинская подсвита) мощностью до 1800 м начинается метаморфизованными туфами, диабазами и шаровыми лавами. В отдельных участках распространения толщи она в значительной степени слагается туфобрекчиями (р. Печенга). Толща замечательна присутствием немногочисленных прослоев пикритов, кварцевых порфиров и их туфов.

Данные геохимического опробования показывают, что в целом от первой к четвертой вулканогенной толще растет основность пород. В пределах каждой из вулканогенных толщ основность уменьшается вверх по разрезу, причем в разрезе второй толщи это повторяется дважды.

Особенности химического состава метабазитов вулканогенных толщ Печенги иллюстрирует таблица, в которой основность пород характеризуется двумя величинами. Первая из них (А) является суммой содержания меди, никеля, кобальта, хрома и ванадия (по данным количественного спектрального анализа), а вторая (Б) — суммой окислов калия и натрия (по данным фотометрирования пламени). Приводимые цифры получены при анализе групп представительных средних проб и отвечают средним характеристикам. Цифры, помещенные в скобках, относятся соответственно к нижней и верхней частям толщи или ритма (для второй толщи).

Таким образом, на фоне общего роста основности поступавшего магматического материала (что уже отмечалось Мирской, 1966) в истории Печенгского синклиория выделяются пять отдельных этапов, в пределах каждого из которых основность пород во времени снижа-

**Характеристика основности вулканогенных пород Печенги  
по сумме рудных элементов и содержанию щелочей**

Вулканиогенные толщи	А (сумма руд- ных в $n \cdot 10^{-3}$ вес. ‰)	Б (сумма щелочей в вес. ‰)
Первая . . . . .	47 (57—38)	4,85 (4,4—5,3)
Вторая (нижний ритм) . . . . .	62 (92—31)	7,15 (6,1—8,2)
Вторая (верхний ритм) . . . . .	59 (65—55)	3,95 (3,8—4,1)
Третья . . . . .	77 (85—55)	2,5 (2,2—2,8)
Четвертая . . . . .	75 (87—64)	2,5 (2,5—2,5)

ется. Каждой толще соответствует один из этих этапов, за исключением второй толщи, образовавшейся, по-видимому, в два этапа.

Приведенные данные позволяют наметить общую последовательность и взаимосвязь седиментационных и вулканических процессов в истории Печенгского синклинория, зависящих в значительной степени от единого фактора — тектонического режима развития.

Имеющиеся геологические и геохимические данные свидетельствуют о наличии четырех основных перерывов в истории Печенгского комплекса (рис. 5). Для первого из них отсутствуют геохимические данные, которые свидетельствовали бы о его большой длительности и синхронном формировании коры выветривания. Правда, мы не располагаем в настоящее время материалом по тем участкам первой осадочной толщи, которые скрыты под вышележащими породами северного крыла синклинория. По-видимому, кратковременным был перерыв перед возникновением третьей осадочной толщ.

Наиболее длительными и сопровождавшимися интенсивным выветриванием пород в области питания и накопления были перерывы перед отложением второй и четвертой осадочных толщ. Особенно отчетливо их роль и прежде всего первого из них видна по литолого-геохимическим данным, которые устанавливают наличие в основании следовавших за ними толщ высокодифференцированных осадков — продуктов перемыва коры выветривания.

Весьма показательным, что перед каждым более или менее длительным перерывом устанавливается снижение основности вулканитов. Это находится в прямой связи с уменьшением интенсивности тектонических движений. Последнее, вероятно, способствовало глубинной контаминации основной магмы за счет развития палингенных явлений в сиалитическом фундаменте. Важно подчеркнуть, что снижение основности эффузивов, по-видимому, совпадает с инверсией движений.

На протяжении каждого из четырех этапов седиментационного процесса Печенги накопление осадков шло на фоне постепенной стабилизации тектонических движений, после их оживления в начальные моменты. Эта общая закономерность осложняется лишь двумя опаздывающими максимумами эпизодического характера (см. рис. 5, Б, В).

Очень важной представляется отмеченная выше двойственность тектонического режима седиментации, особенно четко выраженная для четвертой толщи. Она сводится к тому, что по мере формирования толщи на фоне общей стабилизации движений проявляются эпизодические локальные максимумы (см. рис. 5, Г), с которыми связано появление конгломератов и туфогенов. Эти максимумы как бы предвзвоят приближающееся нарастание движений, которыми будет обусловлен очередной этап вулканизма. Как и более ранние локальные максимумы, проявленные при седиментации, они прямо связаны с резкими глыбовыми движениями в области питания и накопления.

В конце каждого этапа седиментации, в том числе и тех, которые венчаются образованием достаточно чистых карбонатных (рифоводорослевых пород, проявлены геохимические признаки влияния основного вулканизма. Этот процесс нередко завершается формированием туфогенных продуктов. Описанное явление интерпретируется нами как переход к активизации движений, к этапу вулканических излияний.

В целом глубины отложения осадочных пород в бассейнах седиментации были наибольшими вероятно, для второй и третьей толщ. Для первой толщи полная компенсация прогибания достигалась быстрой подачей грубообломочного материала, а для четвертой — обилием

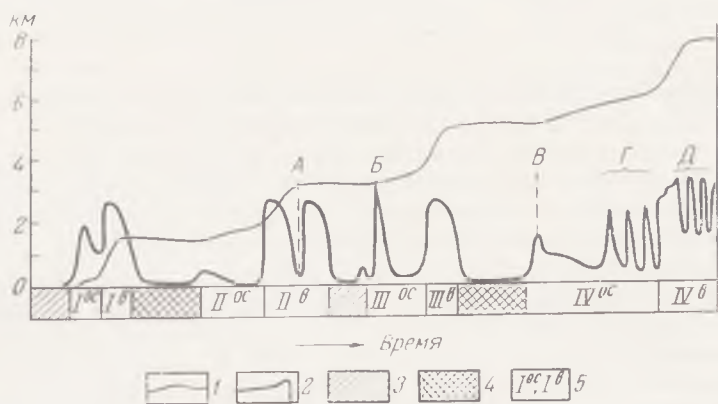


Рис. 5. Схема тектонического развития Печенги во времени

1 — кривая абсолютного погружения; 2 — интенсивность тектонических движений; 3 — периоды стабилизации тектонических движений (перерывы); 4 — перерывы, сопровождавшиеся интенсивным выветриванием пород; 5 — осадочные и вулканогенные толщи печенгских свит. А — перерыв в формировании второй вулканогенной толщи, отмеченной осадками; Б — «микроклиновый пик», отвечающий резким глыбовым движениям в области питания; В — максимум, отражающий появление грубообломочных пород в четвертой осадочной толще выше базальных сланцев; Г — максимумы, отражающие эпизодические прослои конгломератов; Д — максимумы и минимумы, отвечающие появлению кислых и ультраосновных излияний (Г и Д — количество условно)

туфогенного (туффитового) материала при, по-видимому, небольшой скорости погружения дна. Роль туфогенного материала направленно нарастает от первой к четвертой толще и в последней — вверх по разрезу. Подводные излияния лав произошли в основном на третьем и четвертом этапах вулканизма.

Каждый этап вулканизма начинался наиболее основными излияниями, что, по-видимому, свидетельствует о быстром формировании глубинных зон разломов и соответственно о высокой интенсивности движений. Общее нарастание основности вулканитов от первой толщи к четвертой указывает на направленность развития магматических очагов и может быть предположительно связано с увеличением глубинности их образования. В конечном счете — это показатель увеличения интенсивности движений в глубоких зонах коры.

Появление ультраосновных и кислых разностей эффузивов во время четвертого этапа вулканизма связывается нами соответственно с кратковременной относительной активизацией или стабилизацией движений на фоне достаточно высокой их интенсивности, что отражено группой локальных максимумов и минимумов (см. рис. 5, Д).

Рассмотренный материал позволяет предположить проявление в истории Печенги движений по крайней мере двух типов, вероятно связанных с разными по глубинности зонами земной коры. Первый тип — поступательные движения различного темпа, обуславливающие общий характер и направленность процессов как на различных этапах седиментации и вулканизма, так и в целом, на всем протяжении формиро-

вания синклинория. Второй тип — резкие кратковременные движения, отвечающие локальным максимумам и, вероятно, связанные с блоковыми деформациями фундамента.

В заключение необходимо отметить, что по объему разреза Печенгский синклинорий сопоставим с наиболее полно развитыми среднепротерозойскими структурами Карелии, в пределах которых выделяются образования сариолийской, сегозерской и онежской серий. По преобладанию вулканитов над осадками Печенгский синклинорий заметно отличается от одновозрастных структур карелид Карелии. Может быть, с ним более других сходна в этом отношении южная часть Онежского синклинория. Геолого-геохимические данные о цикличности и большой длительности тектонического развития, наличии нескольких этапов вулканизма, седиментации и двух крупных внутренних перерывов, отмеченных формированием коры выветривания, свидетельствуют о том, что среднепротерозойский комплекс Печенги превосходит по масштабам рамки одной серии. Более надежная корреляция его разреза с разрезами других синклинорий структур карелид, по-видимому, станет возможной после его детального сопоставления с метаморфическим комплексом полосы Имандра — Варзуга.

Появление никеленосных интрузий на последних этапах развития Печенгского синклинория закономерно завершает сложную эволюцию основного магматизма, отраженную в изменении состава эффузивов и, вероятно, в значительной степени определено большими масштабами вулcano-плутонического процесса, его длительностью и специфическим тектоническим режимом глубинных зон.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Л., изд-во ЛГУ, 1967.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сусллова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Загородный В. Г. О геологической истории Печенгской протерозойской зоны. В сб. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова». Ротапринт Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1967.
- Загородный В. Г., Предовский А. А. Общие закономерности развития структуры и размещение ультраосновных интрузий Печенги. В сб. «Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита». Л., изд-во «Наука», 1969.
- Мирская Д. Д., Сусллова С. Н. Взаимоотношение осадочных и вулканогенных пород внутри печенгской серии. В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Поляк Э. А., Турылева Л. В. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс как вулканическое сооружение центрального типа. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы», Киев, 1966.
- Предовский А. А., Воинов А. С., Жангуров А. А. Некоторые геохимические особенности метаосадочных пород печенгской серии. В сб. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова». Ротапринт Кольск. фил. АН СССР, Апатиты, 1967.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. М.—Л., изд-во «Наука», 1967.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Недра», 1966.

П. М. ГОРЯИНОВ

## РЕЛИКТЫ ЭФФУЗИВОВ В ПОРОДАХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Формационный анализ докембрийских железорудных толщ теснейшим образом связан с проблемой генезиса гнейсов и амфиболитов, поскольку повсеместно железистые кварциты и названные выше суперкрупные породы образуют природные парагенетические группы и ассоциации. Значительно лучше дело обстоит в сланцевых формациях, где установлены первичные фации, рассмотрены их изменения внутри формаций и выявлены возможные генетические связи между железистыми кварцитами и вмещающими их породами низких ступеней метаморфизма (James, 1954; Плаксенко, 1966; Каляев, 1965; Бордунов, 1964; Чернов, 1964). Что же касается высокометаморфизованных гнейсо-железорудных толщ, то здесь оказывается крайне сложным преодолеть традиционное убеждение, что начиная с амфиболитовой фации метаморфизма утрачиваются признаки исходных пород. Именно эта мысль и проводится во многих петрологических руководствах по метаморфизму (Харкер, 1937; Барт, 1956; Хуан, 1965).

В настоящей статье приводятся описания реликтовых структур в гнейсах и амфиболитах железисто-кремнистой формации Примань-ровского района. Породы этой формации претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, что подтверждают минералы — алмадин, силлиманит, андезин, антофиллит. Другие реликтовые признаки в гнейсах и амфиболитах, кроме структур: геологическое положение и ассоциация пород, поведение пласта в разрезе и химизм, — являющиеся хотя и наиболее устойчивыми, но менее определенными, используются нами в качестве дополнительных аргументов при определении генезиса пород.

### ЛЕПТИТЫ

Белые, светло-серые, мелко- и тонкозернистые, обычно массивные кварц-полевошпатовые породы широко распространены в разрезе железисто-кремнистой формации. Они по аналогии с докембрием Швеции были названы нами лептитам (Горяинов, 1967). Лептиты этого рассматривались как интрузивные породы гранитоидного состава, что и отражало их название гнейсо-граниты, плагиограниты. В пользу суперкрупного характера лептитов говорят следующие факты:

- 1) довольно четкая стратиграфическая приуроченность;
- 2) наличие мощных совершенно согласных пластов;
- 3) наличие прослоев во вмещающих гнейсах и, наоборот, тонких прослоев гнейсов среди лептитов;
- 4) отсутствие апофиз и какого-либо контактового воздействия лептитов на окружающие породы;
- 5) одинаковые ассоциации метаморфических минералов в лептитах и вмещающих породах;

6) более древний возраст лептитов относительно всех наблюдаемых в районе интрузивных тел гранитного состава. Последние прорывают и воздействуют на лептиты.

Если принадлежность лептитов к гнейсовой толще не вызывает сомнений, то вопрос о генезисе их не всегда бесспорен и требует обоснования в каждом конкретном случае. Это тем более важно, что среди геологов существует убеждение, что термин «лептит» лишен генетического смысла, что под ним понимаются метаморфизованные породы самого разнообразного генезиса и что «лептиты» определяют лишь чисто внешние признаки суперкristальной породы. Ниже мы приводим описание некоторых реликтовых структур в лептитах, интерпретация которых вполне достоверно и однозначно указывает на их вулканогенную природу.

*Массивные лептиты.* Прослойки этих пород прослежены среди сланцеватых амфиболитов. Несмотря на внешнее сходство с гранитами, массивные лептиты характеризуются совершенно согласными контактами, отсутствием воздействия на вмещающие породы, а также местами тонким переслаиванием со сланцеватыми амфиболитами. Среди массивных лептитов наибольшим распространением пользуются розовато-серые неслоистые разновидности, характеризующиеся неровным фарфоровым изломом. Порода переполнена макроскопически видимой магнетитовой вкрапленностью. Сложение породы мелкозернистое, размер зерен не превышает 0,1 мм. Состав основной ткани: кварц 50—55%, микроклин 40%, зеленый биотит 3—5%, гранат 1—2%, магнетит 3%. Вторичных изменений, связанных с возможным привнесом микроклина, нет. Отсутствие мусковитизации биотита и граната и мермекитов на границе микроклина и плагиоклаза указывает на равновесность ассоциации отмеченных выше минералов и первичный характер микроклина в породе. Зерна микроклина не свежие, замутненные и часто несут следы деформации.

На фоне мелкозернистой основной ткани наблюдаются лейсты альбита (№ 5—10) размером 0,7—0,1—0,5×0,3 мм. Лейсты сильно корродированы основной тканью и имеют часто сложные неровные границы (рис. 1, а). Кроме альбита в лейстах примерно того же размера встречается микроклин, зерна которого также сильно резорбированы и регенерированы.

Описанная структура рассматривается нами как реликтовая и может быть сравнима с порфиоровыми структурами кислых эффузивов. Происхождение розовато-серых массивных лептитов с такими структурами связано с метаморфизмом кислых эффузивов типа кварцевых порфиров. Присутствие равномерно распределенных корродированных зерен магнетита, свойственных излившимся породам, дает основание для проведения таких аналогий. Розовато-серые микроклиновые лептиты по всем признакам похожи на шведские калиевые лептиты («got-leptite»; Gejer, 1931), также имеющие эффузивную природу.

Среди массивных безмикроклиновых лептитов, залегающих непосредственно на железистых кварцитах, наблюдаются реликтовые структуры, аналогичные вышеописанной (см. рис. 1, б). В лептитах, состоящих из 5—8% биотита и мусковита, альбита и кварца в соотношении 2:1, отмечаются структуры, близкие к призматически-зернистой, участками порфиоровой. Вкрапленники имеют призматическую, часто лейстовидную форму размером 0,6×0,2 мм, а некоторые 1,5×0,4 мм. Размер зерен основной ткани около 0,05—0,1 мм. Иногда при кучном расположении вкрапленников отдельные участки породы обладают гломмеропорфиоровой структурой. Состав вкрапленников — альбит № 7—10. Контуры вкрапленников неровные, корродированные основной тканью кварц-плагиоклазового состава. Кроме того, альбитовые вкрапленники регенерируются с краев, теряя при этом двойниковую структуру.

Учитывая структуру и состав породы, мы относим ее к излившимся породам типа кварцевых кератофиров или кварцевых порфиров.

*Лептиты с плагиоклазом в обособлениях.* Линзы этих пород встречаются не только в амфиболитах и гнейсах, но и непосредственно среди железистых кварцитов. В последнем случае в лептитах вторичные изменения развиты слабее, чем в лептитах, залегающих среди гнейсов, а явления бластеза почти не затушевывают первичных структур.

Сложение основной ткани породы мелкозернистое (0,15—0,20 мм). Она состоит из изометричных слабо вытянутых кристаллов кварца и плагиоклаза и табличек биотита и амфибола в следующих соотноше-



Рис. 1. Массивные биотитовые лептиты с реликтами призматически-зернистой структуры кислых эффузивов  
а — с микроклином и магнетитом. Шлиф 123-1. Печегубское месторождение; б — без микроклина. Шлиф 5735. Комсомольское месторождение.  $\times 26$ , николи +

ниях: плагиоклаз (№ 32—33) 25%, кварц 55%, биотит до 10%, роговая обманка 5%.

В основной ткани включены более крупные выделения плагиоклаза, расположение которых не зависит от направления хорошо заметной сланцеватости породы. Соотношение выделений с основной тканью выражается отношением примерно 1 : 1,4—1,6. Выделения плагиоклаза имеют табличчатую или призматическую форму часто с хорошо выраженными гранями (рис. 2). Плагиоклаз является реликтовым, о чем свидетельствуют наличие резорбционных и регенерационных кайм, дробление, серицитизация и, несомненно, форма выделений. Такая структура с учетом метаморфизма, обусловленная в описываемых лептитах взаимоотношением метаморфогенной тонкозернистой основной ткани и реликтовых плагиоклазовых выделений, аналогична порфировой (Половинкина, 1948; Лапин, 1965). Плагиоклазовые выделения, таким образом, рассматриваются как порфировые вкрапленники. Размер их от 0,7 до 2,7 мм (по длинной оси). Иногда вкрапленники при кучном расположении сливаются в агрегаты размером 3—3,6 мм, обуславливая гломеропорфировую структуру. Состав плагиоклаза вкрапленников — андезин № 37. Характерным для вкрапленников является вращение одного кристалла в другой, выражающееся в отпочковывании более мелкого кристалла от более крупного (рис. 2, 3). Такой случай, столь характерный для вкрапленников эффу-



Рис. 2. Амфибол-биотитовый лептит с реликтовой порфировой структурой. Выделены контуры вrostков. Шлиф 8—17, Печегубское месторождение.  $\times 27$ , николи —

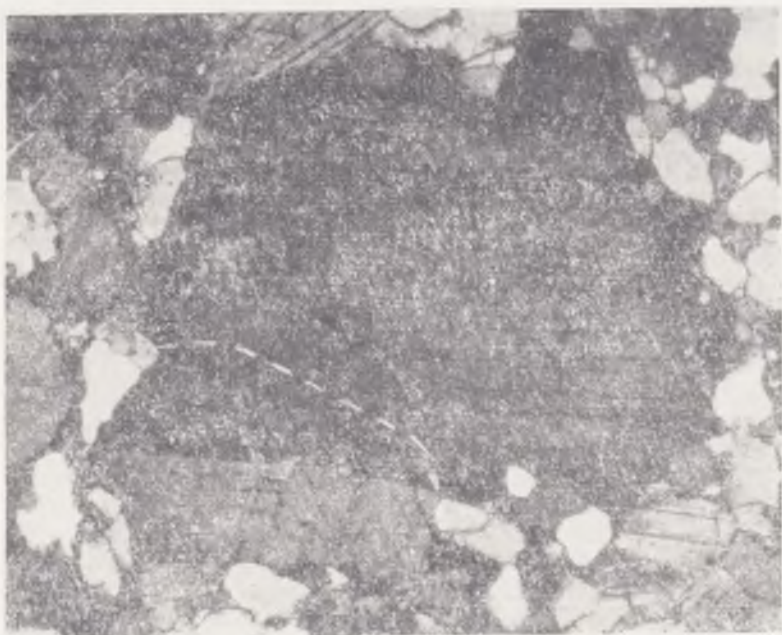


Рис. 3. Следы зонального строения во вкраплении плагиоклаза. Выделен контур вrostка. Шлиф 8—17, Печегубское месторождение.  $\times 72$ , николи —



живных пород, уже однажды отмечался нами (Горяинов, 1967). Другая интересная особенность вкрапленников — наличие в них реликтов зонального строения (рис. 3). Границы зон расплывчатые, и различий в составе зон уловить не удалось. Судя по приведенному выше минеральному составу и учитывая состав плагиноклазов, лептиты с реликтовыми порфировой и гломеропорфировой структурами образовались по средним эффузивным породам типа андезитовых порфиритов.

Структура, изображенная на рис. 4 а, б, также может быть отнесена к реликтовой, хотя сохранность ее значительно хуже, чем рассмотренной выше. Здесь в лептитях наблюдаются реликтовые зерна пла-

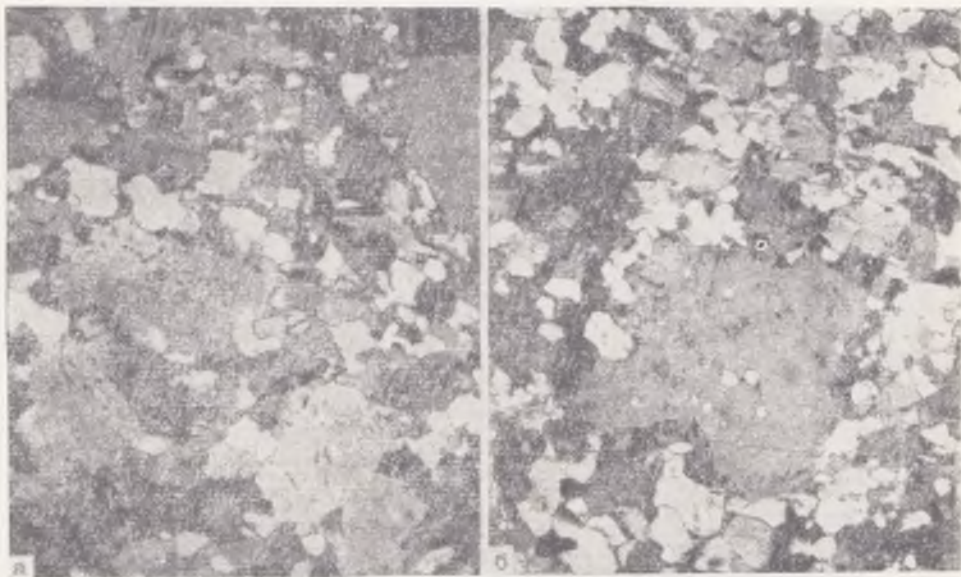


Рис. 4. Корродированные, резорбированные реликты порфировых вкрапленников в лептитях  
 а — шлиф 118—2, Печегубское месторождение; б — шлиф 5548, Комсомольское месторождение.  
 ×27, николи —

гиноклаза таблитчатой формы размером 1—1,5 мм, сильно корродированные и резорбированные основной тканью. О реликтовом характере таких зерен плагиноклаза свидетельствуют их таблитчатый габитус и вторичные изменения, наложившиеся на них в процессе метаморфизма: резорбция основной тканью, неровные, изъеденные контуры. По-видимому, такую структуру можно считать реликтовой порфировой.

При более глубокой перекристаллизации вышеописанные структуры почти полностью утрачивают признаки своей генетической принадлежности. Они проявляются под микроскопом в проходящем свете в виде светлых пятен размером 1—1,5 мм, окруженных гранобластовой слюдисто-кварц-плагиноклазовой массой. При включенных николях они теряются, поскольку зернистость внутри пятен и в окружающей ее основной ткани соизмерима. Эти структуры, по-видимому, являются реликтовыми, но их генетическая принадлежность остается неясной. При частом расположении «пятен» в породе они могут быть приняты за обломки, при редком — за реликты вкрапленников. В таких случаях гораздо больше дают общегеологические признаки: ассоциации пород, их химизм, выдержанность мощностей и состава пород по простиранию. Совокупность названных признаков при анализе лептитовой толщи чаще всего также указывает на их принадлежность к вулкано-генным образованиям.

*Лептиты с существенно кварцевыми обособлениями.* Наиболее достоверна реликтовая структура, обусловленная включениями ромбо-

видных агрегатов кварца в обычной, гранобластовой основной ткани (рис. 5). Ромбовидные включения состоят из кварцевой мозаики, вознившей, как нам кажется, при грануляции монокристалла. Контуры этих включений четкие, слюды вдоль границы включения не испытывают никакого воздействия, как это обычно наблюдается вблизи порфиробласт. Если считать, что ромбовидные включения кварца отражают одно из продольных сечений дипирамиды, весьма характерное для порфировых вкрапленников, то лептиты с такими структурами можно рассматривать в качестве метаморфизованных кислых порфировых эффузивов (кварцевых порфиров).

Значительно чаще наблюдаются такие структуры, когда на фоне мелкозернистой (0,2 мм) гранобластовой основной ткани четко выделяются овальные, слегка сплюснутые в плоскости сланцеватости кварцевые обособления (рис. 6). Размер их различен и колеблется в пределах от 1,7 до 4 мм (по длинной оси), но преобладают выделения размером 2—3 мм. Контуры их ровные, плавные, а в некоторых из выделений отмечаются узкие заливообразные внедрения основной ткани. Кварцевые выделения гранулированы и представлены агрегатом более мелких зерен, причем грануляция происходила от намечающегося центра. С краев кварцевые выделения окружены регенерационной каймой, которая при более глубоко прошедшей регенерации теряется. Особенности их формы и неравномерность распределения в породе свидетельствуют о реликтовом характере кварцевых обособлений. Тем не менее вопрос о их генезисе вполне однозначно не может быть решен. Нам представляется, что лептиты с обособлениями кварца не являются обломочными породами, а обособления кварца — обломками, поскольку состав обособлений почти исключительно кварцевый и при общей разнотекстурности породы обособления соизмеримы друг с другом. Наличие глубоких заливообразных внедрений основной ткани в обособления не характерно для хорошо окатанных обломочных зерен. Кроме того, в лептите отсутствуют признаки слонстого расположения обособлений. Мы склоняемся к мысли об эффузивном происхождении таких структур и породы в целом. Обособления кварца являются в нашем представлении реликтами кварцевых вкрапленников или кварцевых миндалин, а лептит образован либо по кварцевому порфиру (или, если судить по составу основной ткани, кварцевому кератофиру), либо по мандельштейну.

## АМФИБОЛИТЫ

В сланцеватых роговообманковых амфиболитах реликтовые структуры, как правило, утрачены. Однако, учитывая, что пласты амфиболитов крайне не выдержаны по простиранию и падению и что по химическому составу роговообманковые амфиболиты могут быть сопоставлены с излившимися основными породами (Точилин и Горяинов, 1964; Горяинов, 1966), мы считаем их продуктами регионального метаморфизма излившихся основных пород. Амфиболиты с оvoidными текстурами — единственно достоверным реликтовым признаком — вполне могут быть признаны как метамандельштейны. В них на фоне мелкозернистой плагиоклаз-роговообманковой основной ткани четко выделяются светлые пятна округлой или овальной формы размером от 1,0×0,7 до 4,5×2 мм.

Обычно описываемые обособления состоят из агрегата мелких зерен; иногда в его центральной части видно более крупное зерно, со всех сторон окруженное мелкозернистым агрегатом. Состав этих обособлений главным образом плагиоклазовый, реже кварцевый. В плагиоклазовых обособлениях кроме среднего плагиоклаза (№ 40—45) наблюдаются кальцит (обычно в самой середине), а также призмочки

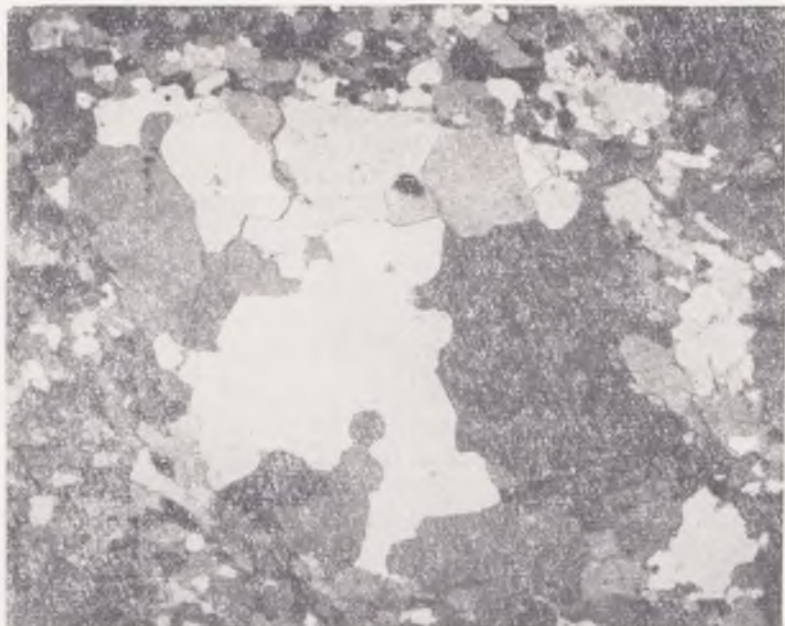


Рис. 5. Реликт кварцевого вкрапленника в биотитовом лептите. Шлиф 5650, Комсомольское месторождение.  $\times 27$ , николи +

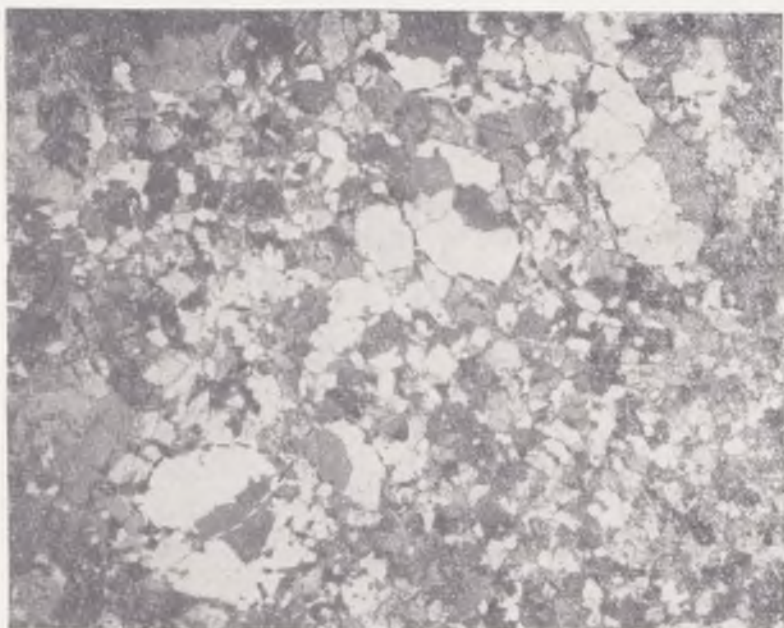


Рис. 6. Кварцевые включения в лептите. Шлиф 4105. Печегубское месторождение.  $\times 12$ , николи +

роговой обманки, цоизита, апатита и кордиерита. Плаггиоклазовые зерна регенерированы и в большинстве своем утратили двойниковую структуру. Часто при регенерации плаггиоклаз становится пятнистым. В целом зерно плаггиоклаза имеет первичную призматическую форму, в его пределах первичный сдвойникованный плаггиоклаз сохраняется в виде островков, плавающих во вторичном несдвойникованном плаггиоклазе. В таких обособлениях ориентировка призм роговой обманки не подчинена их контурам, как это обычно наблюдается при бластезе, а существует вне зависимости от них. Это является еще одним свидетельством дометаморфического происхождения описываемых плаггиоклазов.



Рис. 7. Реликтовая миндалекаменная текстура в сланцевых роговообманковых амфиболитах. Полированный штаф. Печегубское месторождение

Не явно выраженная полосчатость пятнистых сланцеватых амфиболитов, обусловленная неравномерным распределением роговой обманки и плаггиоклаза в полосах шириной 1—5 см, по всей вероятности, была также свойственна первичному облику исходной породы.

Приводимое выше достаточно подробное описание оvoidных сланцеватых амфиболитов не только доказывает дометаморфическую природу оvoidных обособлений, но позволяет сделать и более конкретные предположения о первичной структуре и генезисе породы в целом. По нашему убеждению, исходными для образования «пятнистых» сланцеватых амфиболитов были основные миндалекаменные эффузивы. Миндалины в них могли быть выполнены полиминеральной массой, состоящей преимущественно из среднего плаггиоклаза, а также кальцита, хлорита и минералов с повышенной глиноземистостью (метаморфогенный парагенезис в обособлениях — «метаминдалинах»: андезин — роговая обманка — кальцит — цоизит — кордиерит).

Еще более убедительным кажется такой вывод для оvoidных сланцеватых амфиболитов, имеющих гораздо больший размер обособлений (до  $7 \times 4$  мм) и состоящих из тонкозернистого агрегата плаггиоклаза, роговой обманки, граната, цоизита. Такие амфиболиты даже макроскопически очень напоминают слабо измененные миндалекаменные породы (рис. 7).

Характерной структурной особенностью сланцеватых (причем и метамандельштейновых) и равнозернистых (массивных или полосчатых) амфиболитов является обилие магнетита. Величина зерен магнетита находится в прямой зависимости от размерности амфиболитов и сте-

лении их диафоритического изменения. В слабо измененных мелкозернистых амфиболитах размер включений магнетита уменьшается до 0,01—0,02 мм и менее и в среднем составляет 0,04—0,08 мм. Большая часть магнетита приурочена к агрегатам или полосам роговой обманки, образуя либо включения внутри ее кристаллов, либо развиваясь на границе плагиоклаза и роговой обманки. Очертания зерен магнетита изометричные, иногда слабо вытянутые с плавными округленными очертаниями. Грани октаэдра в них почти не видны. Такими же качественными особенностями характеризуется магнетитовая вкрапленность и в плагиоклазе. Магнетит наблюдается не только в интерстициях плагиоклаза, но и находится внутри его кристаллов. И здесь очертания магнетитовых зерен округлые, как бы оплавленные. Широкое развитие магнетита в сланцеватых амфиболитах (магнетит является в них типоморфным минералом), отсутствие признаков замещения, а также описанный выше характер вкрапленности указывают на возможное первичное обогащение породы магнетитом. Сравнивая сланцеватые амфиболиты с неметаморфизованными основными лавами, часто также переполненными включениями магнетита, легко прийти к установленному аналогий, тем самым признавая первично-эффузивную, по видимому, лавовую природу сланцеватых амфиболитов.

### ОЧКОВЫЕ (ОВОИДНЫЕ) ГНЕЙСЫ

Эти породы известны во всех разрезах, в составе которых участвуют железистые кварциты. Особенностью очковых гнейсов является специфическая пятнистая текстура, обусловленная светлыми округлыми или овальными включениями самого разнообразного размера (от 1—2 до 20—30 мм). Подробно эти породы уже описывались нами (Тоцилин и Горяинов, 1964). Однако их генетическая принадлежность к вулканогенным образованиям, которую мы допускали, оказалась проблематичной. Действительно, кварц-фибrolит-гранат-плагиоклазовые «очки» (рис. 8, а, б, в) весьма далеки по виду от типичных порфировых вкрапленников или вулканических брекчий. Но, с другой стороны, «очки», как это уже было нами показано, существовали до регионального метаморфизма. Традиционная точка зрения о первично-пелитовом характере подобных пород (Бельков, 1963; Головенко, 1967) также не находила подтверждений (равно как и опровержений). Лишь после того, как среди железистых кварцитов Айварского месторождения были встречены очковые гнейсы, несущие признаки исходной породы, наметилась некоторая ясность в генезисе очковых гнейсов. Макроскопически — это плотная массивная порода с четко выделяющимися «очками», выполненными красновато-коричневым гранатом. Гнейсы с гранатом в «очках» — достаточно распространенные образования (см. рис. 8, б). Но их основная ткань, как и подавляющей части гнейсов и амфиболитов, гранобластовая. В описываемом же случае основная ткань имеет реликтовую призматически-зернистую структуру излившейся породы (рис. 9). Она обусловлена беспорядочно расположенными призмами и лейстами олигоклаза (№ 20). Лейсты по граням призмы неровные, извилистые, корродированные. Между ними в подчиненном количестве (5%) отмечаются резко ксенобластические агрегаты кварца размером до 1,5 мм при величине зерен породы 0,2—0,4 мм. Иногда такие агрегаты очень походят на кварцевые миндалины с характерными для них короткими ответвлениями в основную ткань. Темноцветные минералы представлены сосуществующими биотитом и зеленой роговой обманкой. Они составляют не более 10—15% объема породы. В качестве второстепенных минералов в породе наблюдаются кальцит (1%) и магнетит (1%). Последний иногда группируется в «кучки» и также напоминает рудные миндалины.

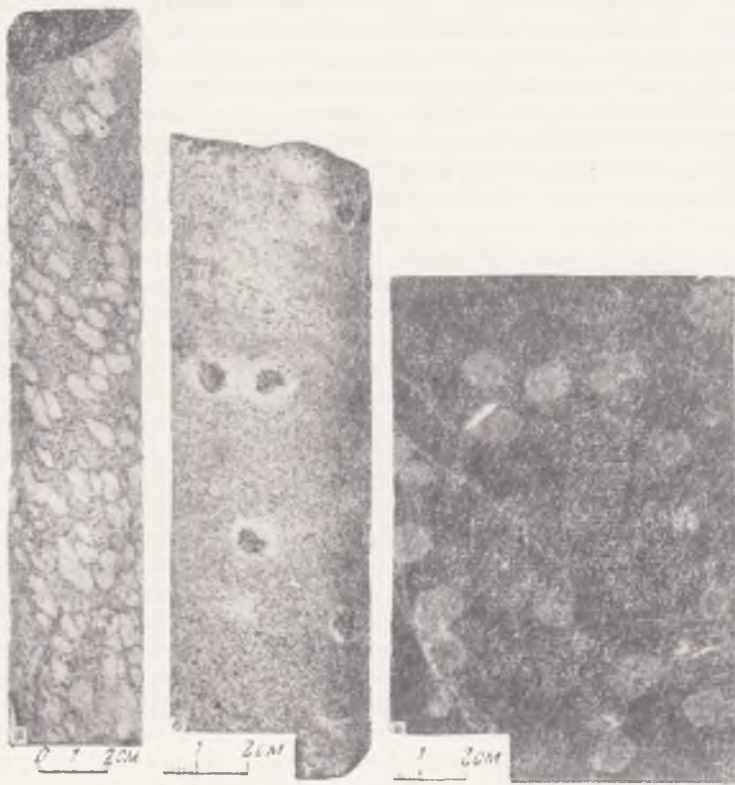


Рис. 8. Очковые текстуры в гнейсах. Айварское месторождение  
*a* — в овидах — кварц-фибролитовый агрегат, обр. 5741; *б* — в овидах —  
 кварц-фибролит-гранатовый агрегат, обр. 6549; *в* — очковый гнейс по ми-  
 далекаменному дациту. Миндалины замещены гранатом, обр. 6664, поли-  
 рованный штэф

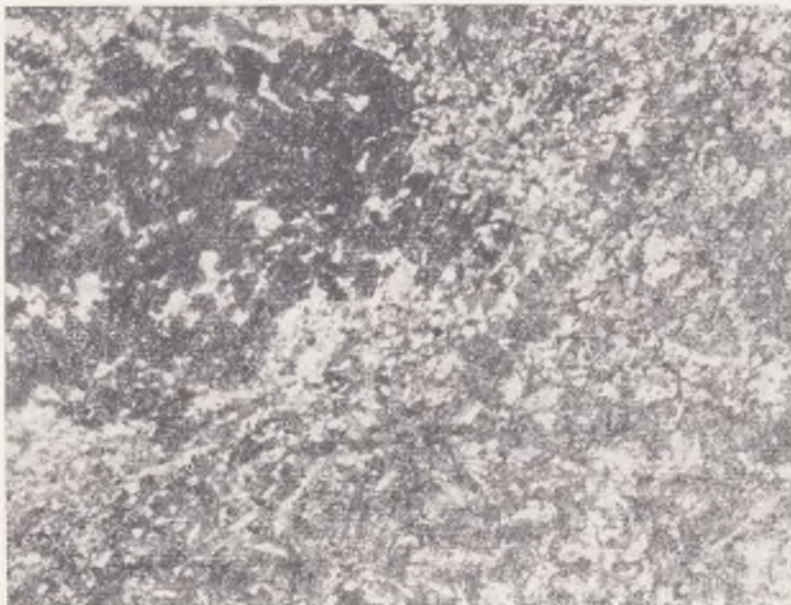


Рис. 9. Взаимоотношение призматически-зернистой основной ткани с миндалиной,  
 замещенной гранатом. Шлиф 6664. 10, николи —

Но если структура основной ткани явно принадлежит к первично-излившейся породе, то ее текстура, обусловленная наличием гранатовых «очков», имеет, на наш взгляд, признаки исходной породы, а также испытывает заметное воздействие регионального метаморфизма. Контуры «очка» крайне прихотливые, извилистые; в тело «очка» внедряется призматически-зернистая основная ткань. Грани кристаллов граната крайне редки, но и они встречаются лишь на незначительной части гранатового «очка». Около некоторых «очков» основная ткань отступает от границы с ним и тогда «очко» окружено тонкозернистым кварцевым агрегатом с обильной магнетитовой вкрапленностью. Причем этот кварцевый агрегат иногда образует проводнички шириной 0,5—3 мм между соседними «очками», как это наблюдается в мандельштейнах. Внутреннее строение «очка» сложное, сетчатое, с большим количеством мелких включений кварца, реже плагиоклаза, магнетита и кальцита. Иногда рисунок включений напоминает структуру распада, мирмекиты, микропегматитовую и дактилоскопическую структуры. Все это позволяет предполагать, что гранат развивался по субстрату, близкому с ним по составу. Излишки кремнезема, не вошедшие в гранат, сбрасывались, образуя многочисленные пойкилобласты. Частично при секреторном росте граната были использованы меланократовые компоненты основной ткани, поскольку она возле «очка» лишена темных минералов. Необходимо отметить также, что никаких следов воздействия граната на ориентировку минералов основной ткани не наблюдается. Таким образом, учитывая форму гранатовых «очков», их внутреннюю структуру, взаимоотношение с основной тканью, несущей явные признаки вулканогенного происхождения, мы считаем, что эти «очки» отражают форму и размер миндалин. Возможно, первоначально миндалины были сложены кварц-хлоритовым агрегатом, впоследствии при метаморфизме замещенным гранатом. Гранат по существу «законсервировал» миндалины, при этом сохранив их форму и очертания. В целом же описываемый очковый гнейс является метаморфизованным миндалекаменным эффузивом, возможно, дацитом. Не исключено, что широко распространенные очковые гнейсы (с гранатом или без граната в «очках»), имеют аналогичный эффузивный генезис, хотя структуры и текстуры этих гнейсов соответствуют породам, имеющим типично гнейсовый облик, и не интерпретируются как реликтовые.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные примеры анализа реликтовых структур в метаморфических породах, характеризующихся минеральными парагенезисами амфиболитовой фации метаморфизма, наглядно демонстрируют возможность проведения палеогеографических реконструкций в высокометаморфизованных толщах докембрия. Однако, изучая гнейсы в целом ряде разрезов железисто-кремнистой формации Приимандровского района, приходится констатировать, что реликтовые структуры в них крайне редки. По-видимому, все же сохранность реликтовых структур в породах амфиболитовой фации метаморфизма — явление аномальное, возможное при каких-то весьма необычных условиях. Представляется также, что определенная, может быть даже значительная часть реликтовых структур утрачивается уже после прогрессивного этапа метаморфизма — в процессе дифференциальных тектонических подвижек и в процессе регрессивного метаморфизма. Вполне допустимо поэтому, что среди сильно дислоцированных и диафторированных толщ могут оказаться небольшие участки или блоки, где эти процессы проявились незначительно или вообще не проявились. Такими участками могут оказаться пачки гнейсов, зажатые внутри пластов железистых кварцитов. Последние, будучи относительно более пластичными, могут гасить

напряжения дифференциальных подвижек и не передавать их на заключенные среди железистых кварцитов гнейсовые пачки. Кроме того, железистые кварциты инертны к процессам гранитизации и служат своеобразным экраном, защищающим прилегающие к ним гнейсы от воздействия агрессивных водно-щелочных растворов. Только этим, по-видимому, и можно объяснить, что все реликтовые структуры были встречены лишь в тех гнейсах, которые заключены в пласты железистых кварцитов или залегают в непосредственной близости от них.

Почти все встреченные нами реликтовые структуры были интерпретированы нами, правда, с различной достоверностью, как опэфузивные. С одной стороны, это можно объяснить тем, что основная масса гнейсов является продуктами метаморфизма вулканитов. С другой, — тем, что вулканогенные и терригенные образования, составляющие единую вулканогенно-осадочную формацию, различно реагировали на метаморфизм. Нам кажется, что наиболее устойчивыми к региональному метаморфизму должны быть породы, которые уже в момент своего первичного образования достигали химического равновесия. Такие породы, а ими могли быть либо эффузивы, либо мономиктовые или хемогенные породы, представляют собой системы, способные выделять энергию (Мельник, 1962), направленную на перестройку минерального состава и структуры, соответствующие новым термодинамическим условиям. С этих позиций структуры эффузивов устойчивее в условиях регионального метаморфизма, чем структуры туфогенных, глинистых и полимиктовых терригенных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. В. Ф. Теоретическая петрология. М., изд-во ИЛ, 1956.
- Бельков И. В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. Киев, изд-во «Наукова думка», 1964.
- Головенко В. К. Высокоглиноземистые конкреции в метаморфических толщах докембрия. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.
- Горяинов П. М. Железисто-кремнистая формация Примандровского района. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Горяинов П. М. Лептиты в докембрийской железорудной формации Примандровского района (Кольский полуостров). Докл. АН СССР, т. 172, № 2, 1967.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, изд-во «Наукова думка», 1965.
- Лапин Б. Н. Атлас структур девонских вулканогенных пород Горного Алтая. М., изд-во «Наука», 1965.
- Мельник Ю. П. О возможной связи устойчивости пород к гранитизации с их равновесностью и энергетической анизотропией. «Геологический журнал», 1962, т. XXII, вып. 6.
- Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж, изд-во Воронежского гос. ун-та, 1966.
- Половинкина Ю. И. и др. Структура горных пород. Т. 1. М., Госгеолиздат, 1948.
- Точилин М. С. и Горяинов П. М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М., изд-во «Наука», 1964.
- Харкер А. Метаморфизм. М., ОНТИ—НКТП, 1937.
- Хуан У. Т. Петрология. Пер. с англ. М., изд-во «Мир», 1965.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М., изд-во «Наука», 1964.
- Gejer P. The iron ores of the Kiruna type. Sver. Geol. Und., ser. C, Nr. 367, arsb. 24, 1931.
- James H. Sedimentary Facies of Iron Formations. Econ. Geol., vol. 49, N 3, 1954.



Д. Д. МИРСКАЯ

## ЖЕРЛОВЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СЕРИИ

Ввиду значительного метаморфизма, складчатого строения и последующей эрозии древних вулканических толщ выяснение характера вулканизма в них крайне затруднено. Характер вулканической деятельности определяется как по продуктам извержений, так и по типу вулканических аппаратов. Если тип вулканических продуктов все же нередко распознается, то сами вулканические аппараты или их реликты стали выявляться лишь в последние годы и лишь в палеозойских толщах, а в докембрии они по существу неизвестны.

В процессе многолетних исследований протерозойской печенгской серии нами собран некоторый материал по субвулканическим образованиям и найдены остатки одного вулканического аппарата, представленные породами жерловой фации.

Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии было изложено подробно ранее (Загородный и др., 1964), поэтому лишь напомним, что она сложена четырьмя свитами. Каждая из свит представлена подсвитой осадочных (или туфогенно-осадочных) пород и более мощной подсвитой вулканогенных образований, преимущественно основных излившихся пород. Породы серии слагают брахиформный синклиорий, усложненный более мелкими складками и разрывными нарушениями. По осевому разлому запад-северо-западного простирания южное крыло структуры взброшено по отношению к северному крылу и сильно эродировано. Породы серии в различной степени метаморфизованы от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Образования жерловой фации, представленные преимущественно эруптивной брекчией, обнаружены в северо-восточной части Печенгской синклиорной структуры. Они прослежены с небольшими перерывами от средней части оз. Плот-яур на северо-северо-запад до шоссеиной дороги близ ее развилки у г. Заполярного, а также на различные расстояния в стороны от этого направления. Геологически выходы пород жерловой фации располагаются на границе первой (снизу) и второй вулканогенной толщ. Вторая осадочная толща, разделяющая эти вулканогенные толщ на большом протяжении, в районе выходов пород жерловой фации не обнаружена. Ближайшие выходы пород осадочной толщ вскрыты канавами СЗГУ в 1 км к запад-северо-западу от северных обнажений эруптивной брекчии. В 33 м к югу и в 600 м к западу от выходов эруптивной брекчии обнажаются излившиеся диабазы и мандельштейны второй вулканогенной толщ. В 100 м к востоку и в 1 км к северу и северо-западу расположены ближайшие выходы эффузивных диабазов первой вулканогенной толщ. Покровы и потоки эффузивов обеих толщ прилегающего участка падают к юго-юго-западу под углами 20—45°.

Таким образом, хотя непосредственные контакты эруптивной брекчии с вмещающими породами не обнаружены, форму выхода пород жерловой фации можно представить в виде овала с сечением 300×700 м

(возможно, несколько большего), вытянутого в северо-северо-западном направлении.

Наиболее полный разрез через породы жерловой фации прослеживается с юго-юго-востока на северо-северо-запад, частично захватывая с юга вмещающие породы. Он представлен в следующем виде:

1. Темно-зеленовато-серый тонкозернистый метадиабаз, вначале с кварцевыми миндалинами, потом без них. Простираение сланцеватости 275 м, падение на юго-юго-запад под углом 40°	18 м
2. Серо-зеленый тонкозернистый метадиабаз, участками с альбитовыми и хлоритовыми миндалинами	10 „
Не обнажено	33 „
3. Эруптивная брекчия жерловой фации в крупных глыбах. Цемент ее альбитофирный тонкозернистый серый, участками с зеленым оттенком. Обломки (20—30%) остроугольной и округлой формы, несортированные. В одних участках преобладают обломки размером 7—12 см, достигая 1,1 м, в других — преимущественно менее 1 см. Обломки сложены серовато-белым кварцем, розовым гранитом, редко эпидозитом, а также минералами гранита	10 „
Не обнажено	45 „
4. Эруптивная брекчия с обломками розовых и серых гранитов, серовато-белого и голубоватого кварца, плагиоклаза. Размер обломков от нескольких миллиметров до 10 см. Содержание их 35—40%. Простираение сланцеватости вначале СВ 20°, падение на юго-восток под углом 50°, затем СВ 15°, падение на юго-восток под углом 80—85°	100 „
Не обнажено	96 „
5. Эруптивная брекчия с таким же составом обломков. Основная ткань тонкозернистая серая альбитофирная, участками переходящая в зеленовато-серую диабазовую миндалекаменную. Простираение сланцеватости от меридионального 0° до СВ 15°, падение вертикальное	176 „
Контакт эруптивной брекчии с пластообразным телом метадиабазы. Простираение контакта 245—250°, падение на юго-восток под углом 20—25°. Эруптивная брекчия вблизи контакта рассланцована согласно поверхности контакта.	
6. Метадиабаз на контакте тонкозернистый серовато-зеленый с редкими альбитовыми миндалинами. Он переходит в мелкозернистый и в конце интервала — опять в тонкозернистый метадиабаз	21 „
7. Обломки гранита в метадиабазе редкие, а затем более частые мелкие и более крупные (до 20 см)	3 „
Не обнажено	32 „
8. Мелкообломочная эруптивная брекчия с альбитофирным цементом. Обломки размером от микроскопических до нескольких сантиметров представлены гранитом, плагиоклазом и кварцем. Породы с различным содержанием обломков чередуются неправильно. В конце интервала размер обломков достигает 0,5 м. Простираение сланцеватости изменяется в пределах от СЗ 315° до СЗ 350°, падение вертикальное	80 „
9. Эруптивная брекчия контактирует с метадиабазом, простираение контакта СВ 30°, падение на юго-восток под углом 85°. В массивном мелкозернистом зеленовато-сером метадиабазе на контакте большое количество угловатых обломков розового гранита и кварца размером до 70 см. По мере удаления от контакта содержание обломков быстро падает до единичных	21 „
10. Темно-серые с зеленым оттенком мелкозернистые метадиабазы, в которых обособляются шлировидные участки от 5 до 40 см более темных мелкозернистых метадиабазов, обогащенных миндалинами альбита	10 „
11. Среднезернистый массивный метагаббро-диабаз содержит остроугольные обломки мелкозернистых метадиабазов и альбитофира размером от 1 до 15 см. По удалении от контакта содержание обломков уменьшается	13 „
12. Среднезернистый массивный метагаббро-диабаз. Здесь он контактирует с альбитофиром. Поверхность контакта неровная с простираением СЗ 325°, падением на юго-запад под углом 85°. Альбитофир в контакте с метагаббро-диабазом частично перекристаллизован с образованием в интерстициях криптопегматита. Ширина оторочки альбитофира у контакта 20 см. Далее его редкие глыбы встречаются через 5 м у грунтовой дороги	52 „

Эруптивная брекчия внешне имеет неоднородное обломочное строение (рис. 1). Цемент преимущественно альбитофирный, реже до диабазового, тонкозернистый, серого, темно-серого, серого цвета с зеленым или лиловым оттенком. В цементе содержится различное количество (от одиночных до 70%, чаще 20—30%) обломков. Они представлены серовато-белым и голубоватым кварцем, розовым плагиогранитом, плагиоклазом и редко эпидозитом. Обломки имеют угловато-сглаженную, окру-

гленную и угловатую форму. Различаются крупнообломочные эруптивные брекчии с преобладающим размером обломков в несколько сантиметров и более 1 м и мелкообломочные — с размером обломков от микроскопических до нескольких миллиметров. При значительном содержании мелких обломков порода имеет облик туфа. Участки эруптивной брекчии с различным размером и содержанием обломков чередуются неправильно.

В эруптивных брекчиях обычно развита крутопадающая сланцеватость, иногда они массивны и имеют густую сеть трещин, по которым развиваются хлорит, биотит, кварц, карбонат.



Рис. 1. Эруптивная брекчия, содержащая обломки гранита и кварца

Цемент эруптивной брекчии в преобладающей ее массе представлен альбитофиром. Структура его неоднородная — иногда в одном шлифе можно обнаружить ортофиговую, порфириковую, призматически-зернистую (рис. 2), фельзитовую, бостонитовую, катакластическую. Размер зерен обычно не превышает 0,2 мм, порфириковидных вкрапленников плагиоклаза — 0,5 мм.

Альбитофирный цемент состоит в основном из удлиненных или короткопластинчатых зерен альбита, несколько замутненных пылевидными продуктами распада. Темноцветные минералы представлены хлоритизированным биотитом, хлоритом, сфеном, лейкоксеном, эпидотом, рудным минералом и редко амфиболом. Встречается также апатит. Содержание темноцветных минералов обычно от нескольких процентов до 10—15% в катаклазированных породах, в которых по трещинам дополнительно развиваются биотит, хлорит, эпидот. Эти породы похожи на туфы (рис. 3), но развиты они незначительно. В отличие от излившихся альбитофиров второй вулканогенной толщи рудный минерал альбитофиров жерловой фации редко является порообразующим. На отдельных участках породы содержание темноцветных минералов в цементе увеличивается до 25%, и по составу он приближается к лейкократовому диабазу.

Обломки гранита розового и светло-серого цвета, среднезернистого, крупнозернистого или мелкозернистого строения. Текстура их массивная. Во многих обломках уже при микроскопическом осмотре обнаруживается как бы цементная структура: узкие или более широкие промежутки между зернами кварца и плагиоклаза выполнены тонкозернистой или афанитовой розовой массой. В шлифах картина криптовой струк-

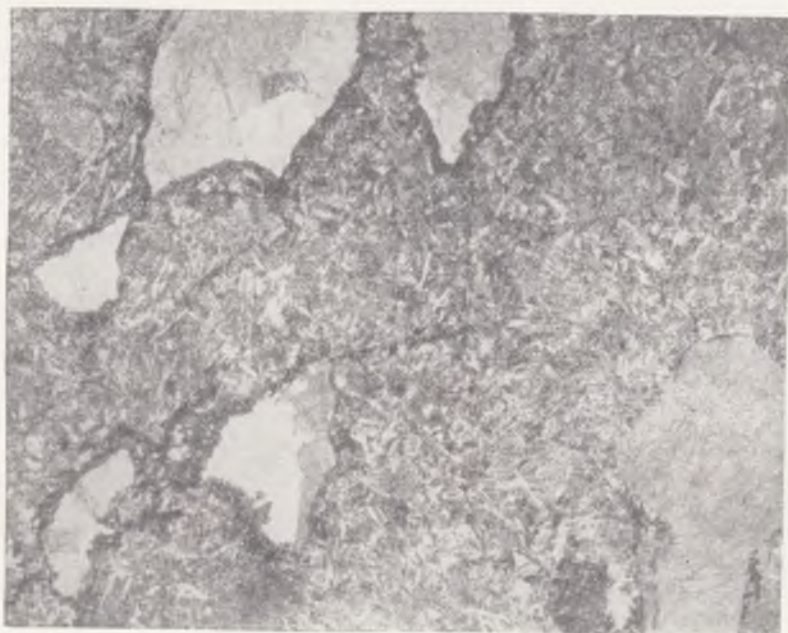


Рис. 2. Мелкообломочная эруптивная брекчия. В альбитофировом цементе обломки кварца и плагиоклаза 91,60,  $\times 12$ , николи полускрещены



Рис. 3. Эруптивная брекчия с высоким содержанием обломков кварца и плагиоклаза в альбитофировом цементе. При вторичном брекчировании трещины заполнены тонкочешуйчатым биотитом. Шлиф 88,60,  $\times 12$ , николи полускрещены

туры выражена во всех гранитных обломках. Тонкозернистая масса образует промежутки между зернами плагиоклаза и кварца от очень узких (0,01 мм) до нескольких миллиметров. Структура промежуточной массы фельзитовая (рис. 4), ортофирровая (рис. 5), призматически-зернистая, сферолитовая. Состав альбитофирровый. Помимо преобладающего альбита в небольшом количестве присутствуют зеленоватый биотит или хлорит, сфен, эпидот, рудный минерал, циркон. При значительном содержании альбитофиррового цемента последний корродирует кварцевые и плагиоклазовые зерна в граните. Причем кварц замещается более интенсивно альбитофирровым цементом, что подтверждается количеством минеральным подсчетом в шлифах гранита с разным содержанием альбитофиррового цемента (в объемных %):

№ шлифа	Плагиоклаз	Кварц	Хлорит	Альбитофирровый цемент
81/60	57,9	34,9	0,9	6,5
167/60	55,3	7,1	0,2	37,4

Структура гранитных обломков при наличии узких промежутков фельзита, без учета их, соответствует гранитной с проявлением идиоморфизма плагиоклаза по отношению к кварцу. Главные минералы: средний олигоклаз и кварц. В незначительных количествах содержатся зеленоватый хлорит, сфен, эпидот, рудный минерал.

Зерна плагиоклаза изометричной формы полисинтетически сдвоены. Они содержат продукты распада (серицит, цоизит-эпидот, карбонат, хлорит), особенно обильные при значительном развитии в интерстициях альбитофиррового цемента. Более неправильные зерна кварца угасают волнисто. В них различаются жидкие и газовой-жидкие микровключения.

Обломки кварца от микроскопических до нескольких десятков сантиметров. Форма крупных обломков кварца округлая, угловато-сглаженная, редко угловатая. Они обычно сложены неравномерно-зернистым агрегатом сланцеватой текстуры. В промежутках кварцевых зерен агрегата развиваются параллельно ориентированные пластинки зеленого хлорита. С краев крупных обломков по трещинам проникает корродирующая кварц альбитофирровая масса цемента. Мелкие обломки кварца имеют зазубренные коррозионные очертания.

Обломки эпидозита встречаются редко, достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Форма округленная. Внешне порода зеленоватосерого цвета, тонкозернистая, массивная. Состоит из изометричных зерен загрязненного эпидота (50—55%), кварца (35—40%), кальцита, плагиоклаза, хлорита, актинолита, биотита, апатита, рудного минерала.

В северной части выходов эруптивная брекчия сечется двумя пластообразными телами мелкозернистых диабазов. Пологопадающее тело в лежащем боку содержит обломки гранита, а крутопадающее тело содержит обломки гранита и кварца в висячем боку. Внешне и микроскопически диабазы спилитового типа похожи на эффузивные разности, а состав и структура включенных обломков гранита аналогичны обломкам гранита в альбитофирровой эруптивной брекчии. Обломки кварца в диабазе обрастают амфиболовой оторочкой.

Амфиболовый габбро-диабаз, срезающий на севере мелкозернистый диабаз, имеет габбро-офитовую структуру. Состав включенных в нем обломков соответствует мелкозернистым диабазам, а также альбитофиррам такситовой структуры, частично серицитизированным.

Описанные породы, несомненно, представляют собой жерловую фацию. Об этом свидетельствуют форма выходов, характер слагающих пород, простираение и крутое падение их сланцеватости, резко отличающееся от сланцеватости окружающих эффузивных пород, падающей в юго-юго-западном направлении под средними и пологими углами, неод-



Рис. 4. Обломок гранита. Между зернами узкие промежутки фельзитовой массы. Шлиф 78/60, №13, николи полускрещены

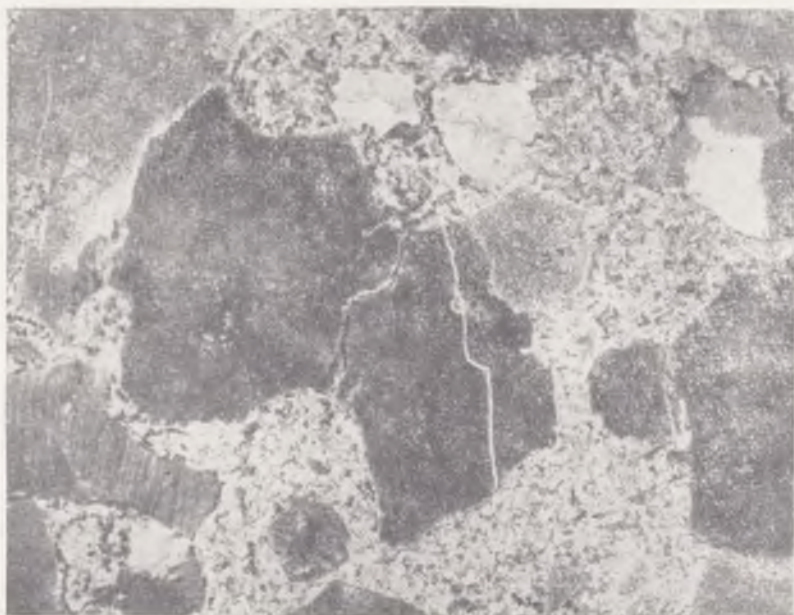


Рис. 5. Обломок гранита. Промежуточная альбитофирровая масса ортофирровой структуры. Шлиф 167/60,  $\times 30$ , николи полускрещены

нократные последовательные внедрения на этом участке альбитофировой брекчии, диабазов, метагаббро-диабазов. Обильные обломки гранита и кварца в эруптивной брекчии, а также обломки гранита и кварца в диабазах и обломки диабаза и альбитофира в метагаббро-диабазе указывают на взрывной характер извержения на глубине, сопровождавшийся дроблением и захватом пород гранитного основания и боковых стенок жерла. В результате последующих извержений с поступлением диабазовой магмы эруптивная брекчия местами подверглась повторному дроблению с выполнением трещин биотитом, хлоритом, карбонатом.

Учитывая современное положение пород жерловой фации внизу второй вулканогенной толщи и размещение излившихся альбитофировых пород этой толщи в средней и верхней ее частях, надо полагать, что мы имеем дело с жерловой фацией вулканического аппарата. Сам же аппарат в настоящее время эродирован.

Нахождение пород жерловой фации интересно не только как факт, утверждающий проявление на Печенге вулканизма центрального типа, но и с точки зрения петрогенезиса вулканогенных пород. Наряду с преобладающим основным характером вулканизма печенгской серии в составе вулканогенных толщ встречаются и более кислые породы — андезитовидные порфиры в первой толще, альбитофиры, ортофиры, туфолавы и их туфы во второй толще (Мирская, Сулова, 1963) и кварцевые порфиры и их туфы в четвертой толще. В эффузивах и пирокластолитах этих толщ нередко встречаются обломки гранита. Это дает возможность предполагать, что образование более кислых эффузивных пород произошло за счет ассимиляции и плавления гранитов основания в области глубинных или промежуточных очагов.

Разные стадии этих явлений как бы зафиксированы в породах жерловой фации. К ним можно отнести: 1) обилие обломков гранита в эруптивной брекчии; 2) криптовую структуру обломков гранита, определяющую различную степень плавления и раскристаллизации вновь образующегося в межзерновых промежутках расплава, вплоть до распада обломков гранита на минеральные составляющие с коррозионными очертаниями, которые погружены в альбитофировый цемент; 3) непостоянство состава цемента эруптивной брекчии, постепенно меняющегося от альбитофирового до диабазового; 4) химический состав излившихся пород ортофиро-альбитофировой группы второй вулканогенной толщи занимает как бы промежуточное положение между составом гранита и эффузивными диабазами этой толщи (см. таблицу). С одной стороны, содержание большинства элементов гранита укладывается в пределы колебаний состава пород ортофиро-альбитовой группы (за исключением  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и суммарного железа), а, с другой стороны, последние характеризуются высокой железистостью и титанистостью, отражая химическую особенность эффузивных диабазов второй вулканогенной толщи.

Возвращаясь к вопросу выяснения характера вулканических построек в районе Печенги, остановимся на субвулканических образованиях, отмечая участки возможного нахождения реликтов вулканических аппаратов.

Образования субвулканического типа широко развиты в вулканогенных толщах печенгской серии. Причем характерно, что по составу они близки к вмещающим породам той толщи, в которой залегают. Большая часть субвулканических образований во всех вулканогенных толщах сложена габбро-диабазами, диабазовыми порфиритами, диабазами соответствующего состава, которые слагают пластовые или штокообразные тела среди эффузивов. Мощность (или поперечник штоков) их обычно не превышает нескольких десятков метров, а протяженность иногда достигает нескольких километров. От вмещающих эффузивов породы отличаются лучшей степенью раскристаллизации.

**Сравнение химического состава обломка гранита  
эруптивной брекчии с составами эффузивных  
поруд вулканогенной толщи (вес. %)**

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	76,15	58,22—72,96	49,42—51,85
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,86— 2,61	2,58— 2,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,22	7,18—17,77	12,75—17,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	3,20—18,07	4,78— 5,27
FeO	0,63	1,33— 5,10	6,09— 8,17
MnO	0,01	0,01— 0,32	0,22— 0,37
MgO	0,14	0,09— 2,75	2,94— 4,37
CaO	1,30	0,46— 4,60	3,20— 8,34
Na <sub>2</sub> O	6,60	0,22— 7,74	2,18— 6,88
K <sub>2</sub> O	0,60	1,16—10,65	0,22— 0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,00— 0,40	0,21— 0,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,37		
П.п.п.	0,35		
<b>С у м м а</b>	<b>100,12</b>		

Примечание. 1 — обр. № 10. Обломок розового лейкократового гранита криптовой структуры из эруптивной брекчии, г. Заполярный, аналитик В. А. Ингуран; 2 — пределы колебания состава пород ортофиристоальбитофиристовой группы второй вулканогенной толщи печенгской серии (8 анализов); 3 — пределы колебания состава основных эффузивов второй вулканогенной толщи (3 анализа).

Кроме того, в каждой из вулканогенных толщ можно отметить возможные субвулканические образования другого характера. Так, в первой вулканогенной толще к северо-западу от г. Заполярного расположен, возможно, изометричный выход андезитовидных порфиритов, частью перебитых, туфообразных. К северу от залива Питка-Лоукко встречены развалы глыб туфобрекчии (вообще, редкий случай пирокластических образований в этой толще).

Породы второй вулканогенной толщи разнообразны по составу и типам вулканических продуктов. Наряду с диабазовыми эффузивами здесь развиты эффузивы, туфолавы и пирокластолиты ортофиристоальбитофиристовой группы (Мирская, Сулова, 1963). Помимо описанных пород жерловой фации здесь в центральной части района (на участке от оз. Куэст-ярви до р. Печенги) встречаются дайкообразные тела альбитофир-ортофиристовых пород мощностью до нескольких метров. Зальбанды даек оторочены силифицированной брекчией, состоящей из обломков альбитофиристовых пород и вмещающих диабазов и тонкозернистого существенно серицит-кварцевого цемента.

На правом берегу р. Печенги согласно простиранию эффузивов второй толщи проходит дайка габбро-диабазов длиной около 1 км. Местами она сечется жилами тонкозернистого диабазов и в юго-восточном окончании содержит в зальбандах обломки эффузивных диабазов.

В третьей вулканогенной толще помимо субвулканических тел основных пород заметно распространены туфобрекчии в средней и верхней ее частях. При этом мощность пластов и размер обломков туфобрекчии наибольшие в районе к северу от Каулы-Каммикиви, что может служить поисковым признаком центра извержений в этом районе.

Четвертая вулканогенная толща, не перекрытая другими коренными породами, представляет собой наиболее благоприятный объект для изучения палеовулканизма на Печенге. Ввиду хорошей обнаженности и маломощного покрова четвертичных отложений можно использовать



данные дешифрирования аэрофотосъемки. Здесь для выявления вулканических аппаратов следует проверить куполообразные структуры с радиально расходящимися бороздами — трещинами. Обращает на себя внимание наибольшее развитие туфобрекчий в средней части толщи на участке р. Печенга — гора Матерт и в верхней части толщи севернее г. Порьиташ, что может говорить о существовании там центров эксплозий.

В пределах южного слабо обнаженного крыла Печенгского синклинория к субвулканическим образованиям могут относиться вытянутые в направлении простираны структуры дайки и линзовидные тела основных пород и плагиопорфиров андезитового и дацитового состава (наиболее крупное тело расположено в зоне осевого разлома, от горы Порьиташ до оз. Кривого), а также редкие линзовидные тела кварцевых порфиров (в 3 км к югу от оз. Брагино).

С точки зрения вероятности нахождения вулканических аппаратов заслуживает внимания район оз. Поро-ярви. На его северо-западном берегу обнажаются туфобрекчий в ассоциации с эруптивной брекчий и основными породами с интенсивным проявлением в них гидротермальных процессов (карбонатизации, окварцевания, турмалинизации).

Вблизи юго-восточного берега оз. Поро-ярви обнаружены выходы эруптивной брекчий, по-видимому, жерловой фации. Они прослежены с перерывами с юга на север более чем на 150 м. Породы сложены обломками андезитовых порфиритов и гранитов, заключенными в более темном цементе порфирита или диабаза.

С этих же позиций может быть интересен участок второй вулканогенной толщи от р. Печенги до оз. Меннель-яр, где имеется мощный пласт сильно карбонатизированной туфобрекчий.

Некоторые особенности формирования вулканогенных толщ района нами уже отмечались (Мирская, 1966). Изложенные здесь сведения указывают на развитие в Печенгском районе вулканической деятельности центрального и трещинного типов. О трещинном характере излияний свидетельствуют дайкообразная форма субвулканических тел и широкое площадное распространение однотипных эффузивов (Загородный и др., 1964). Одновременное присутствие штокообразных субвулканических тел, изометричных выходов пород жерловой фации и локальное размещение на некоторых участках пирокластолитов могут подтверждать предположение, что извержения были центрального типа.

Опыт работ в Печенгском районе показал, что в процессе обычных геологических съемок среднего и даже крупного масштабов, а также тематических исследований иного направления не могут быть получены сколько-нибудь полные данные по вулканизму древних областей. Для решения проблем палеовулканизма после проведения обычных геологических работ необходима постановка тематических исследований по вулканизму, которая должна сопровождаться специфической методикой и прежде всего составлением вулканологических карт с нанесением на них различных типов и фаций вулканических образований.

#### ЛИТЕРАТУРА

Загородный В. Ш., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.

Мирская Д. Д. и Сулова С. Н. Туфолавы печенгской серии (Кольский полуостров). В сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова», вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

М. А. ГИЛЯРОВА

## КИСЛЫЕ ЭФФУЗИВЫ ВТОРОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ПЕЧЕНГИ

Печенгская протерозойская мульда (оборванная с юго-юго-запада зоной разломов) с ее запад-северо-западным и восток-юго-восточным крыльями, развернутыми вдоль зоны разломов, сложена четырьмя осадочными толщами, переслаивающимися с четырьмя вулканогенными (диабазовыми «покровами»). Каждая из толщ имеет более сложное строение, чем это было принято считать раньше (Гилярова, 1967). Настоящая статья посвящена своеобразным кислым эффузивам, входящим в состав второй вулканогенной толщи. Фактический материал получен попутно с изучением структуры Печенги в целом — основной задачей наших исследований.

Вторая вулканогенная толща отчетливо разделяется на две части горизонтом осадочных пород небольшой мощности, который до наших работ вообще не был известен и который наблюдался нами в северном крыле мульды: а) к северо-западу от пос. Никель (туфопесчаники и сланцы); б) на горе Оршо-Айви (кварцито-песчаники); в) к северу от оз. Лучломполо (гравелиты, песчаники). Ниже этого горизонта осадочных пород эффузивы «второго покрова» представлены более или менее однородными по составу эпидотизированными, тонкозернистыми, часто миндалевидными альбит-актинолитовыми диабазами. Выше этого горизонта вторая вулканогенная толща отчетливо расслоена и состоит из тех же диабазов, ритмично переслаивающихся не менее чем с тремя горизонтами кислых и субщелочных эффузивов (альбитовыми порфиритами, альбитофирами, кератофирами, мюджеритами, тонкозернистыми хлорит-альбит-магнетитовыми породами). Эти эффузивы прослежены нами в следующих местах.

1. В развернутом северо-западном крыле структуры с субширотным простиранием, где наблюдаются породы только верхней части второй вулканогенной толщи. Последние выходят узкой полосой с неполной мощностью между надвигом, ограничивающим их с севера, и филлитовидными сланцами третьего осадочного горизонта, лежащими на них с нормальным стратиграфическим контактом (рис. 1). Здесь прослеживаются нижний и верхний горизонты кислых эффузивов от кирпичного завода по шоссе на Поро-ярви на западе до р. Шуони на востоке, где это крыло смещается по разрыву вдоль р. Шуони. Средний горизонт наблюдался только в единичных обнажениях.

2. В северном крыле структуры, от восточного берега Куэтс-ярви через горы Оршо-Айви и Кярна-Тунтури с северо-восточным простиранием почти до р. Соукер-йоки, где наблюдаются все три горизонта кислых эффузивов (см. рис. 1).

3. В восточном крыле структуры от северо-восточного побережья Гусиного озера к северу, почти до устья р. Валас, где найдены два нижних горизонта кислых эффузивов. Во всех случаях кислые эффузивы небольшой мощности (десятки метров) переслаиваются с диабазовыми покровами значительно большей мощности (сотни метров).

Верхние контакты кислых пород с перекрывающими их диабазовыми породами, амфиболовыми сланцами (являющимися метаморфическими эквивалентами диабазов в зоне разрывов северо-западного крыла структуры) или с породами третьего осадочного горизонта наблюдались в ряде мест. Всюду они являются резкими, сопровождаются явлениями ликвации в кровле кислых потоков и иногда отделяются от вышележа-



Рис. 1. Схема геологического строения северо-западного крыла структуры Печенги

1а — серпентиниты; 1б — габбро-диабазы; 2 — диабазы четвертой вулканической толщи; 3 — продуктивная толща; 4 — диабазы третьей вулканической толщи; 5 — филлитовидные сланцы третьего осадочного горизонта. Вторая вулканическая зона: 6а — диабазы; 6б — биогизированный диабаз; 7а — зеленые сланцы; 7б — амфиболиты по диабазам; 8 — микроконгломерато-брекчия; 9 — магнетитовые породы; 10 — мюнджериты и кератофиры; 11 — альбитофиры; 12 — уралитовые порфиры; 13 — кислые эффузивы; 14 — диабазы первой вулканической зоны; 15 — базальные конгломераты. Докарелий: 16 — граниты; 17 — амфиболиты и мигматиты по ним

щих диабазовых покровов маломощными прослоями осадочных пород или микроконгломерато-брекчий с обломками подстилающих кислых эффузивов.

Нижние контакты кислых пород с подстилающими диабазитами непосредственно не наблюдались (необнаженные промежутки между ними не менее 30—50 м). Однако диабазы к своему верхнему контакту обнаруживают тенденцию к биотитизации (иногда очень интенсивной) и обогащению ярко-рыжими железистыми окислами, сообщающимися породе темно-бурым цветом вместо нормального для нее голубовато-зеленого. Эти явления могут быть истолкованы как следы выветривания и являются косвенными указателями на предположительно резкие контакты между кислыми эффузивами и эпидотизированными диабазитами, лежащими в

их подошве. Кислые эффузивы, видимо, представляют собой самостоятельные лавовые покровы.

Однако тесная пространственная связь кислых и основных эффузивов друг с другом, присутствие в тех и других одинаковых петрографических разновидностей (например, альбитовых порфиритов с микродиабазовой основной массой — самых кислых для диабазовых и самых основных для кислых эффузивов), а также следы ликвации, изредка наблюдающиеся и в кровле диабазовых покровов, заставляют считать обе разновидности дифференциатами одной магмы. Дифференциация происходила в питающих очагах недалеко от поверхности земли и заканчивалась в основных и особенно кислых лавовых покровах уже на месте. В кровле кислых покровов всегда наблюдаются почти черные хлорит-альбит-магнетитовые породы, с резким контактом лежащие на светлых кератофирах и мюджеритах.

Из трех горизонтов кислых эффузивов наиболее мощным, разнообразным по составу и наиболее щелочным является нижний, наблюдавшийся во всех трех участках Печенгской мульды в следующих наиболее интересных местах:

- 1) в восточном крыле к северо-востоку и юго-востоку от северной оконечности оз. Гусино, где ранее он принимался за дайку;
- 2) в северном крыле, в 1,5 км к северо-западу от пос. Никель, где до сих пор кислые породы никем не описывались;
- 3) в западном крыле, в 1—1,5 км к северо-западу от водопада на р. Шуони и далее к западу, где этот горизонт прослежен у горки близ кирпичного завода по шоссе на Поро-ярви.

Средний горизонт отделен от нижнего покровом альбит-актинолитового обычно сильно эпидотизированного диабаза мощностью всего 250—300 м и обычно во всех случаях сопровождает нижний. Поэтому на нашей карте (Гилярова, 1967) они были показаны совместно единой полосой. Средний горизонт отличается от нижнего меньшей мощностью и отсутствием субщелочных мюджеритов (ортофинов).

Верхний горизонт наблюдался в контактах (или вблизи них) эпидотизированных диабазов верхнего покрова с третьей осадочной толщей. Он не всегда выражен в виде самостоятельного и обособленного горизонта: часто в кровле верхнего покрова второй вулканогенной толщи встречаются ксенолитоподобные округло-овальные желваки до 2—5 см в поперечнике розоватых, более крупнозернистых кварц-ортоклазовых альбититов в тонкозернистых хлоритизированных диабазах.

Кислые эффузивы в поле легко диагностируются благодаря своему характерному облику: это светлые розово-брусничного или светло-серого цвета, часто тонкополосчатые, очень плотные породы, на первый взгляд напоминающие кремнистые сланцы (отдельные слои выклиниваются в поперечных разрезах и имеют форму плоских линз). Они всегда разбиты трещинами кливажа поперек полосчатости и всегда расцвечены яркими белыми и сургучно-красными гнездообразными выделениями (миаролами) и тонкими частыми жилками кварца и полевого шпата.

Эти кремнистоподобные породы, как правило, ассоциируют с характерными черными афанитовыми (альбит-хлорит-магнетитовыми) породами, которые их покрывают, подстилают и иногда переслаиваются с ними. Поэтому при детальном картировании второй вулканогенной толщи обе породы могут служить хорошими маркирующими горизонтами.

Дальнейшее описание характерных разрезов верхней части второй вулканогенной толщи дается отдельно для трех выделенных ранее участков Печенгской мульды.

*Нижний горизонт кислых эффузивов.* К востоку от северной оконечности Гусиного озера среди болотистой местности резко выделяется крутая и высокая горка — бараний лоб высотой 50 м и в поперечнике до 300 м, сложенная серыми тонкополосчатыми очень плотными кварцевыми кератофирами. Кератофиры состоят из крупных часто раздробленных вкрапленников тонкосдвойникованного серицитизированного альбит-олигоклаза и единичных оплавленных вкрапленников кварца, заключенных в очень тонкозернистую фельзитовую основную массу, состоящую из кварца, альбита, ортоклаза, серицита, биотита. Аксессуары минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон, турмалин.

В некоторых случаях вкрапленники альбита окружаются каймой ортоклаза (реже ортоклаз образует самостоятельные вкрапленники), количество его в основной массе увеличивается и тогда кератофир переходит в мюджерит. Однако полосчатость обусловлена не столько изменением в содержании ортоклаза, сколько неравномерным распределением магнетитовой пыли.

В северном конце горки наблюдается контакт (через ложбинку шириной 2 м) окварцованного и карбонатизированного кератофира (теряющего к контакту вкрапленники) с подстилающей его альбит-магнетит (хлорит)-биотитовой породой с микрофитовой структурой (кровлей нижележащего покрова). Последняя в Печенгском районе местными геологами не очень удачно называется спилитом. Здесь снизу вверх наблюдаются постепенные переходы между следующими разновидностями: а) кератофиры, обедненные вкрапленниками у нижнего контакта; б) кератофиры с вкрапленниками тонкосдвойникованного олигоклаз-альбита, кварцевые кератофиры, в которых вкрапленники плагиоклаза окружаются каймой ортоклаза и появляются спорадические вкрапленники кварца; в) мюджериты с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза и ортоклаза (последний присутствует и в основной массе); г) микроклинизированные мюджериты, в которых вкрапленники плагиоклаза и ортоклаза замещаются микроклином, одновременно в основной массе последовательно увеличивается содержание кварца и ортоклаза за счет альбита.

Процесс микроклинизации плагиоклаза и ортоклаза в указанных породах является более поздним, метасоматическим (пневматолитовый автометаморфизм), он более интенсивен близ кварц-микроклин-альбитовых жилков и миарол, расцвеченных сургучными разводами благодаря скоплению гематитовой пыли в полевых шпатах. Близ этих жилков и сама порода кислого эффузива (кератофир, мюджерит) приобретает красноватый оттенок. Простирание полосчатости, параллельной простиранию контакта с альбит-магнетитовой породой, — СЗ 34°, падение юго-западное под углом 50°.

На простирании описанного выхода к северу на восточном берегу маленького озера, расположенного на 800 м севернее северной оконечности оз. Гусино, наблюдается большой изолированный бараний лоб тех же тонкозернистых кератофиров мюджеритов серого цвета, в которых установлено более сильное осланцевание в основной массе (обогащенной чешуйками серицита, биотита, хлорита) и наблюдается катаклиз вкрапленников полевых шпатов (интенсивно замещающихся микроклином). Линзовидные скопления кварца, по-видимому, образовались за счет дробления вкрапленников кварца. В кератофирах наблюдаются округлые ксенолитоподобные включения более темной и плотной тонкозернистой альбит-магнетитовой породы, содержащей чешуйки биотита и кварца, а также неправильной формы будинированные жилки розового аплитовидного микроклинового гранита. Рядом с ними в керато-

фирах образуются порфиробласты микроклина, а в мюджеритах вкрапленники ортоклаза почти нацело замещаются микроклином.

Простираение сланцеватости СЗ 320°, падение на юго-запад под углом 50°.

Простираение интенсивно выраженного кливажа в обоих обнажениях СВ 40°, падение на юго-восток под углом 70°.

*Средний горизонт кислых эффузивов.* Наблюдается в ряде выходов к северу от оз. Гусиногo — в 0,5 км, в 3,5 км (между ручьем Ламмас и ламбиной к востоку от него) и в 5 км (на вершине горки, расположенной в 1,5 км юго-восточнее устья большого ручья, впадающего в ручей Ламмас с левой его стороны). Наиболее полный разрез наблюдался в последнем обнажении, где средний горизонт кислых эффузивов расчленен и состоит из чередующихся между собой темных альбит-хлорит-магнетитовых пород и светло-серых полосчатых кератофилов мощностью до 20—30 м более плотных и потому выделяющихся в рельефе в виде дайкоподобных грядок. Контакты между ними резкие. Более темные слои в полосчатых кератофилах приближаются по составу к альбит-хлорит-магнетитовым породам и обнаруживают флюидалность, подчеркнутую ориентированным расположением лейст плагиоклаза. И здесь, так же как и повсюду, к кератофирам приурочены жилки и гнездообразные выделения кварца, обрамленные ярко-розовыми каемками полевых шпатов — альбита и микроклина.

Кератофиры часто содержат миндалины кварца и водяно-прозрачного шахматного альбита. Те же минералы образуют псевдоморфозы по идиоморфным вкрапленникам первично-магматического тонкослойного серицитизированного плагиоклаза. Вмещающими породами являются эпидотизированные миндалевидные актинолит-альбитовые диабазы второй вулканогенной толщи, контакты с которыми здесь не обнаружены.

Мощность диабазового покрова между первым и вторым горизонтами кислых эффузивов достигает 250—300 м.

## СЕВЕРНОЕ КРЫЛО ПЕЧЕНГСКОЙ МУЛЬДЫ

Породы нижнего, среднего и верхнего горизонтов кислых эффузивов наблюдались нами в ряде мест: к югу от оз. Ма-ярви, на горе Оршоави, к северо-западу от пос. Никель, на левом берегу р. Колос-йоки в 1,5 км выше устья и в других местах. Наиболее полный разрез нижнего и среднего горизонтов наблюдается к северо-западу от пос. Никель (в 1 км к СЗ от водокачки на р. Колос, на правом берегу притока р. Лучломполо). Здесь снизу вверх, т. е. с северо-запада на юго-восток, прослеживается следующий разрез (рис. 2, профиль I):

1. Эпидотизированный актинолитовый мелкозернистый диабаз, иногда миндалевый

Необнаженный промежуток 350 м.

2. Серый раскливажированный миндалевидный кератофир нижнего горизонта кислых эффузивов с фельзитовой основной массой с вкрапленниками альбит-олигоклаза, с причудливой сетью жилок белого кварца и розовых полевых шпатов

50 м

Необнаженный промежуток — ложбинка 5—8 м.

3. На южном склоне следующей гряды третьей по ходу — серый кератофир, лишенный вкрапленников. Основная масса с реликтовой трахитоидной структурой состоит из длинных лейст плагиоклаза, почти нацело замещенных агрегатом кварца и альбита, и поэтому на первый взгляд представляется фельзитовой, содержащей чешуйки биотита, агрегаты эпидота, хлорита, рудную пыль

3—4 „

4. В непосредственном контакте плитчатая темная плотная микроконгломератовая брекчия. Она состоит из угловато-окатанных обломков до 5 мм в диаметре альбит-магнетитовой породы (лейсты альбита

в рудном цементе), лейкодиабаз, альбитофира (лейсты альбита с примесью чешуек биотита), фельзита (основной массы кератофира и обломков зерен кварца, альбита, в малом количестве тонкозернистого цемента кварц-биотитового состава с редкими зернами микроклина) . . . . . 0,7 м

5. В непосредственном и резком контакте выше очень сильно рассланцованный тонкозернистый почти черный диабаз, превращенный в биотитовый сланец с миндалинами кварца и карбоната. В подошве сланец превращен в трухлявые листоватые пластинки . . . . . 2 „

6. Рассланцованный, нацело биотитизированный диабаз, выше постепенно становится плотным темным афанитовым, содержит помимо чешуек биотита (до 70%) редкие иглы актинолита и агрегаты эпидота, немного вторичного кварца и карбоната. Постепенно далее вверх он светлеет, приобретает обычную для него зернистость, голубовато-зеленую окраску и состав (эпидотизированный актинолит-альбитовый диабаз).

Необнаженный промежуток 30 м.

7. Коричнево-бурый зернистый ожелезненный биотитизированный диабаз, который, вероятно, представляет собой верхи выветрелого мощного покрова . . . . . 15—20 „

Общая мощность потока, биотитизированного к контактам,— 250—300 м.

Необнаженный промежуток 20—30 м.

8. Серовато-розовые кератофиры второго горизонта кислых эффузивов к верхнему контакту обнаруживают своеобразные шаровые и полосчатые иногда брекчиевидные текстуры, варьующие вдоль простираения контакта. Видимая мощность по данному ходу 5—8 м. Истинная не менее 30—40 „

9. Черная рассланцованная альбит-хлорит-магнетитовая порода с непосредственным контактом перекрывает кератофиры второго горизонта. Порода сильно раскливажирована, содержит сургучно-розовые жилки кварца и полевого шпата . . . . . 2—4 „

10. Мелкозернистый голубовато-зеленоватый эпидотизированный диабаз слагает вершину и южный склон пятой по ходу грядки. В северном ее склоне наблюдается непосредственный резкий волнистый контакт этого диабаза с черной альбит-хлорит-магнетитовой породой. Последняя к контакту не изменяется. Диабаз же к нижнему контакту темнеет и приобретает буроватый оттенок благодаря биотитизации, становится тонкозернистым и содержит включения нижележащей черной альбит-хлорит-магнетитовой породы до 10 см в поперечнике, а также дает эпидотизированные жилки по выклинивающимся вниз трещинкам в кровле последней. Неполная мощность диабаза . . . . . 100—120 „

Отсюда до р. Лучломполо приблизительно 350 м необнаженного пути. К юго-востоку от этой реки выходит габбро-диабаз, а затем к югу от р. Колос уже диабаз «третьего покрова» Печенги.

Судя по параллельным разрезам, составленным нами к северо-востоку и юго-западу от описанного, этот необнаженный промежуток сложен тем же покровом эпидотизированного диабаза, который описан в слое 10 и с перерывом перекрывается «третьим осадочным горизонтом» Печенги. К контакту с вышележащими осадочными породами, т. е. стратиграфически выше, этот диабазовый покров третьей вулканогенной толщи обнаруживает следы дифференциации *in situ* путем ликвации. Так, например, в 10 м от контакта с перекрывающими их песчаниками третьей осадочной толщи, в рассланцованных афанитовых диабазах наблюдаются округло-овальные включения 1—3 см в поперечнике, с поверхности розоватые, внутри более плотные, не рассланцованные, состоящие из альбит-хлорит-магнетитовой породы. Лейсты розоватого (от содержания гематитовой пыли) альбита серицитизированы, а магнетит в значительной степени переходит в гематит и лейкоксен, что может рассматриваться как следы древнего выветривания. Вмещающий тонкозернистый диабаз обнаруживает флюидальную структуру: лейсты плагиоклаза обтекают включения.

Приблизительно на 300 м восточнее у обрыва к озерку, что на 2,5 км восточнее оз. Лучломполо, тот же афанитовый диабаз становится более темным и постепенно переходит в альбит-хлорит-магнетитовую породу. Она содержит розовые жилки альбита. Таким образом, в

верхней части диабазового покрова наблюдается постепенное обогащение расплава кремнеземом, щелочами, железом, летучими составными частями и водой. Под микроскопом обнаруживаются явственные следы ликвации: каплевидные участки тонкозернистого кварц-хлоритового агрегата с плавно извилистым контуром, резко подчеркнутые магнетитовой каймой с внешней стороны, отделяются от альбит-магнетитовой части породы, составляющей в шлифе 70—80%. Каплевидные, иногда замкнутые, чаще еще не оформленные полностью в капли, участки расплава, обогащенные магнием, кремнеземом и водой, обособляются в жидком состоянии от преобладающей части расплава, обогащенной щелочами и железом.

Непосредственно и в контакт второго горизонта кислых эффузивов с перекрывающими диабазами (слои 8, 9, 10 вышеприведенного разреза) прослежен на расстоянии 500 м к северо-востоку вдоль тропы, в северном уступике гряды. Однородные серовато-розовые кератофиры к верхнему контакту (с черной альбит-хлорит-магнетитовой породой) обнаруживают шаровую текстуру. Шары до 1 м в поперечнике несколько сплющены в направлении, перпендикулярном контакту, т. е. в направлении действия силы тяжести. Ближе к контакту шары уменьшаются в размерах до 25—40 см и одновременно приобретают более совершенную шаровую форму. Светлые серовато-розовые шары



Рис. 2. Геологические профили

I — к северо-западу от пос. Никель; II — к северо-западу от водопада на р. Шуони; III — к югу от кирпичного завода (условные обозначения см. на рис. 1)



окружены каймой рассланцованного, черного, обогащенного магнетитом цемента мощностью до 10 см, который, постепенно светлея и розовея, переходит в тело шара (на протяжении 1—3 см). Внутренние части шаров сложены альбитофиром (альбититом) с микрофитовой структурой, состоящим из довольно крупных лейст альбита с незначительным количеством агрегата кварца, серицита и хлорита в интерстициях. К краевой части шаров альбитофир постепенно переходит в кератофир и кварцевый кератофир; уменьшаются количество и размеры лейст альбита, они приобретают нечеткие зазубренные контуры и замещаются агрегатами эпидота; увеличивается количество кварца, чешуек серицита, хлорита, мельчайших кристалликов магнетита, замещающегося лейкоксеном, и появляются мелкие и редкие миндалинки, выполненные кварцем. Цемент сложен тончайшим агрегатом кварца, альбита, хлорита, магнетита.

Альбитофиры-кератофиры с шаровой текстурой обладают мощностью не менее 5 м и перекрываются черной тонкозернистой альбит-хлорит-магнетитовой породой, аналогичной черному цементу шаров.

Далее по простирацию наблюдаются обратные соотношения пород: в розовых кератофирах видны редко разбросанные в них черные овальные сначала однородные тела до 15 см по длинной оси — «овалоиды» (шары), сложенные кварц-альбит-хлорит-магнетитовой породой. В некоторых из них происходит в свою очередь дальнейшее расслоение и в теле темных овалоидов и в окружающем кератофиром цементе: в овалоидах обособляется светло-серая или кремоватая существенно кварцевого состава центральная часть, обведенная черной каймой (2—5 см) существенно альбит-хлорит-магнетитового состава. Наконец, в последней в свою очередь наблюдается обособление округлых кристалликов альбита в хлорит-серицитовом или хлоритовом агрегате, неравномерно обогащенном магнетитом. В кератофиром же цементе в контакте с черными овалоидами обособляются тонкие каемки микрополосчатой породы, лишенной альбита. Существенно серицитовые полоски чередуются с существенно кварц-магнетитовыми.

Покрывающие розовые кератофиры черные рассланцованные альбит-хлорит-магнетитовые или кварц-альбит-магнетитовые породы также не всегда однородны. В непосредственных резких контактах с вышележащими эпидотизированными диабазами они обнаруживают шаровые текстуры, где в черных породах наблюдаются стайки овалоидов серовато-розовых кварцевых кератофиров. Овалоиды расположены далеко друг от друга на расстоянии 30—80 см, в различной степени сплющены, вытянуты до 0,5 м по длинной оси и одинаково ориентированы параллельно контакту с нижележащим розовым кератофиром и вышележащим диабазом. Розовые овалоиды сложены тонкозернистым агрегатом (кварца, хлорита, альбита (?), серицита, эпидота), замещающим микролиты плагиоклаза основной массы с редкими и мелкими вкрапленниками кварца. Включающая овалоиды черная альбит-хлорит-магнетитовая порода неравномерно обогащена кварцем и серицитом. По простирацию контакта вышеописанные черные породы переходят в ритмично слоистые фельзитовые и трахитоидные полосчатые породы. На черных существенно кварц-эпидот-хлорит-магнетитовых слойках с резким контактом лежат серовато-розовые существенно кварц-альбитовые слойки. Последние постепенно вверх переходят в черные. Таким образом, каждый «ритм» состоит из нижележащего серовато-розового и вышележащего черного слойков, приблизительно равной мощности (0,2—2 см в каждом «ритме»), с некоторым уменьшением мощности ритмов к верхнему контакту с диабазом.

Наконец, вдоль того же контакта наблюдаются своеобразные «брекчиевидные» породы, состоящие из угловатых участков черных пород величиной 1—5 мм в серовато-розовых. Под микроскопом в этой породе можно видеть светлые участки, представляющие собой тончайший вой-

лок серицита, хлорита, лейкоксена с отдельными зернами кварца и участки, обогащенные магнетитом, в которых последний составляет до 70—80% с неясной вариолитоподобной структурой: центральные ядра вариолей состоят из волокон радиально-лучистого плагиоклаза, замещенных серицит-хлорит-лейкоксеновым агрегатом; к краю вариоли обогащаются рассеянной магнетитовой пылью, затем сгустками этой пыли и сливаются друг с другом так, что отдельные группы или полосы сливающихся вариолей, наконец, обводятся общей для них сплошной рудной каймой. В замкнутых извилистых пространствах между группами слившихся вариолей заключены участки, совершенно лишенные рудной пыли водяно-прозрачного мозаичного агрегата кварца и альбита более поздней генерации. Здесь первично-плагиоклазовые вариоли являются, таким образом, более основными, чем включающая их масса, в противоположность вариолитовой структуре «четвертого покрова» и пр., где более кислые плагиоклазовые вариоли заключены в обогащенной цветными минералами, массе.

Итак, в северном крыле структуры наблюдается следующий разрез верхней половины второй вулканогенной толщи (снизу вверх):

1. Нижний, наиболее мощный и крупнозернистый диабазовый покров (или силл?).
2. Первый кислый эффузив, перекрытый тонким слоем микроконгломерато-брекчии с его обломками.
3. Второй диабазовый покров (250—300 м) с явлениями биотитизации в кровле и подошве, со следами выветривания в кровле.
4. Второй кислый эффузив, к кровле которого приурочены своеобразные шаровые, полосчатые, брекчиевидные текстуры.
5. Третий диабазовый покров.
6. Третий кислый эффузив, представляющий собой скорее верхи третьего диабазового покрова.

### ЗАПАДНОЕ КРЫЛО ПЕЧЕНГСКОЙ МУЛЬДЫ

Породы второй вулканогенной толщи в западном крыле попадают в зону региональных разломов и потому являются более метаморфизованными, чем соответствующие породы северного и восточного крыльев. Особенно изменяются диабазы, которые амфиболизуются и переходят в мелкозернистые амфиболиты, сланцы и порфиробластические амфиболиты. Тем не менее разрезы верхней части второй вулканогенной толщи существенно не отличаются от приведенных ранее для других частей структуры, за исключением того, что здесь локально появляется новый член дифференциационной серии, связующий диабазы и кислые эффузивы — диорит-порфирит (уралитовый порфирит), а черные магнетитовые породы не содержат хлорита. Второй горизонт кислых эффузивов здесь обнажен очень плохо. Кислые породы прослежены нами непрерывно с запада на восток от р. Шуони до шоссе на Поро-ярви. Ниже приводятся два наиболее полных разреза.

К северо-западу от водопада на р. Шуони (снизу вверх) с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2, профиль II) обнажаются:

1. Докарельский порфиробластический гранатовый амфиболит мигматизированный, пересеченный гранитами.

Необнаженный промежуток приблизительно 300 м, по которому происходит надвиг (Гилярова, 1967).

Первый горизонт кислых эффузивов (слон 2—5).

2. Тонкорассланцованная, тонкозернистая, книзу биотитизированная и разлитованная кварц-альбит-магнетитовая порода без вкрапленников, с миндалинами и жилками кварца; полосчатость обусловлена неравномерным распределением кварца и магнетита. Видимая мощность . . . . .

2—8 м

3. В непосредственном контакте на них лежат серые тонкозернистые, тонко-полосчатые кремнистоподобные кератофиры с вкрапленниками альбита в фельзитовой основной массе. Выше некоторые их прослойки приобретают сургучную окраску.

4. Кератофиры постепенно вверх переходят в светло-брусничного цвета плотные кремнистоподобные неотчетливо полосчатые мюджериты\* с идиоморфными вкрапленниками альбитизированного плагиноклаза, окруженного каймой ортоклаза (представляющей собой монокристалл), и замутненного ортоклаза, в центре которого сохраняется плагиноклаз. Во вкрапленниках ортоклаза наблюдаются закономерные вроски кварца. Вкрапленники ориентированы параллельно полосчатости и в концевых гранях обрастают новообразованными кристаллами кварца и микроклина, так что вместе с вкрапленниками они образуют линзы, заключенные в фельзитовой основной массе, состоящей из кварца, альбита, ортоклаза, в незначительном количестве биотита, хлорита, лейкоксена, апатита. Породы слоев 3—4 сильно раскисляжированы, содержат жилки белого кварца, окаймленные розовым полевым шпатом

15—20 м

Необнаженный промежуток — несколько метров.

5. Амфиболовый сланец с иглообразными кристаллами сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, лейстами альбита с неровными контурами, немного кварца, биотита, эпидота, рудного. Следы реликтовой офитовой структуры. Видимая мощность

60 "

Необнаженный промежуток приблизительно 150—200 м.

6. Серый зернистый кератофир второго горизонта кислых эффузивов.

Необнаженный промежуток 200—250 м.

7. Порфиробластический амфиболовый сланец.

Необнаженный промежуток 40 м.

8. Мелкозернистый кварц-хлорит-эпидотовый сланец, вероятно по диабазу. Неполная мощность

2 "

9. Темно-серые измененные биотитизированные и карбонатизированные (выветрелые?) кварц-хлорит-магнетитовые породы третьего горизонта кислых эффузивов. Неполная мощность

3 "

Необнаженный промежуток 10 м.

10. Светло-серые, полосчатые, раскисляжированные, кремнистоподобные кератофиры с сургучного цвета жилками. При микроскопическом изучении обнаруживается, что они потеряли свою магматическую структуру (хотя сохранили миндалины), обогащены вторичными минералами — кварцем, хлоритом, карбонатом, эпидотом, биотитом, по-видимому заместившими плагиноклаз, реликты которого еще встречаются и превращены в сланцы, по-видимому в результате выветривания. Неполная мощность

3 "

11. Филлитовидные серые полосчатые кварц-хлоритовые и кварц-хлорит-карбонатные сланцы с порфиробластами биотита третьего осадочного горизонта.

В параллельном разрезе, расположенном приблизительно в 2 км к северо-востоку от приведенного, необнаженный промежуток, по которому проходит надвиг между гранитами и кислыми эффузивами, составляет всего 30 м. Граниты выходят у подножия крутого склона (являющегося продолжением обрыва предыдущего разреза) к долине речки, впадающей в юго-западный конец Куэтс-ярви. Однако по мере движения вдоль обрыва на северо-восток в нем выходят все более нижние горизонты. В крутом склоне снизу вверх здесь наблюдаются:

1. Порфиробластический биотитовый сланец с эпидотом по кварц-альбит-магнетитовой породе.

2. Кератофир с изометрическими замутненными вкрапленниками плагиноклаза в кварц-альбит-биотитовой с эпидотом основной массе. Видимая мощность до 20 м

3. Порфиробластический амфиболовый сланец.

Приведенный разрез следует рассматривать как лежащий под первым горизонтом кислых эффузивов. Первый же горизонт по этому разрезу должен проходить юго-восточнее, под четвертичными отложениями близ шоссе у петли р. Шуони.

Разрез (снизу вверх) у кирпичного завода (шоссе на Пороярви) следующий (см. рис. 2, профиль III):

1. Актинолитовый амфиболит.

2. Амфибол-биотитовый, иногда порфиробластический сланец.

Необнаженный промежуток.

3. Альбит-магнетитовая порода.

\* В непосредственном резком контакте на мюджеритах лежит черная альбит-магнетитовая порода.

Необнаженный промежуток — несколько десятков метров.

4. Серый уралитовый порфирит с идиоморфными вкрапленниками уралита в осланцованной тонкозернистой альбит-эпидот-биотитовой массе, у подножия горки по ходу (он же встречен в северном склоне той же горки, в 400 м к северу от вершины).

5. Северо-западный обрывистый склон горки сложен мелкозернистыми амфиболовыми (сине-зеленый амфибол, кислый плагиоклаз, кварц), актинолитовыми (актинолит, эпидот, плагиоклаз, кварц) сланцами по диабазам.

Необнаженный промежуток — несколько метров.

6. Полосчатый расклинаженный серый кератофир третьего горизонта кислых эффузивов в подошве без вкрапленников, выше с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза в фельзитовой основной массе. Слагает верхнюю шапку той же горы. Простирается полосчатости  $90^\circ$ , падение на юг под углом  $40^\circ$ , такое же, как и у всех нижележащих сланцев. Как и повсюду, в нем наблюдается сеть миарол и кварцевых жилочек с сургучно-розовой полевошпатовой оторочкой. Мощность неполная до 15 м.

7. Темная тонкозернистая рассланцованная альбит-биотит-магнетитовая порода с эпидотом и редкими вкрапленниками тонкопородного альбитизированного плагиоклаза. Слагает самую верхинку горки с будкой. Мощность неполная — несколько метров.

8. Зеленый карбонат-серицит-хлоритовый сланец с послойными, иногда линзовидными жилками кварца. Содержит микроскопические обломки бурой, почти непрозрачной эффузивной породы (стекла). Обнажается на вершинке к юго-востоку от предыдущей высоты с будкой и в седловине между ними. Представляет собой низы толщи вышележащих филлитовидных сланцев.

9. Полосчатые светлые и темные зеленовато-серые шелковистые филлитовидные сланцы третьей осадочной толщи. Слагают весь юго-западный склон горки с будкой, обращенный к шоссе.

Необнаженный промежуток, по которому проходит надвиг (Гилярова, 1967).

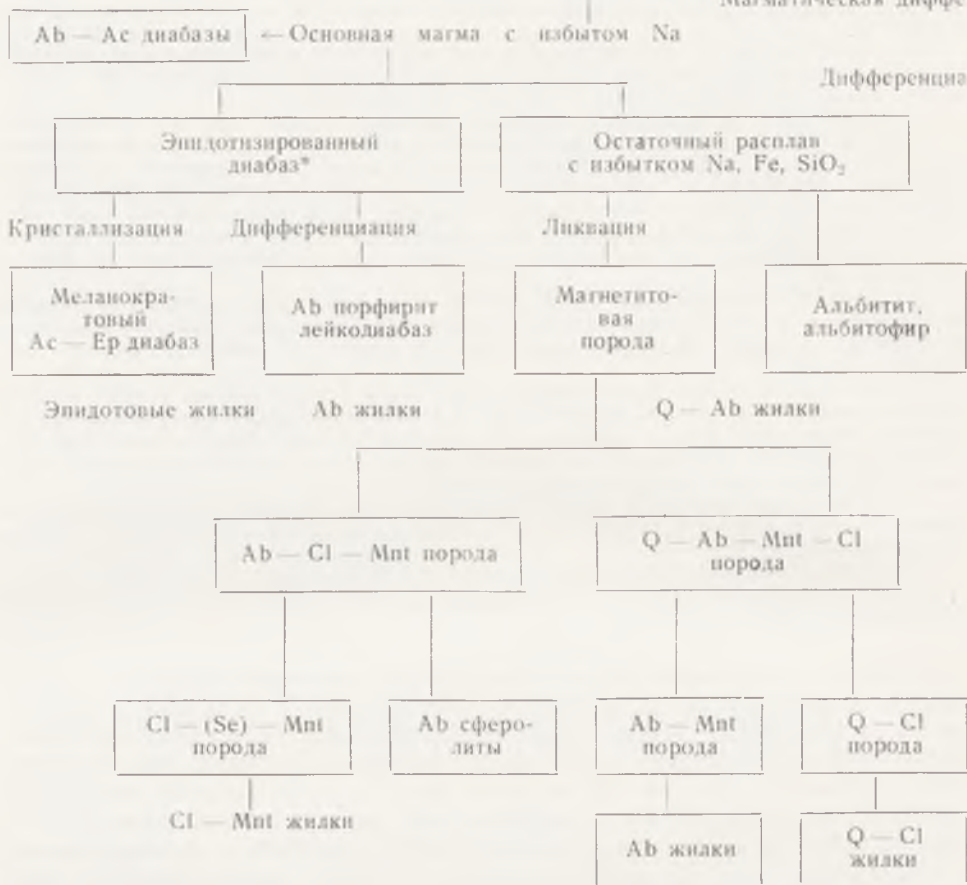
10. Брекчированные светло-голубовато-афанитовые диабазы «четвертого покрова» актинолит-амфиболового состава.

Для того чтобы нагляднее представить последовательность расщепления первоначальной магмы, составлена табл. 1. В основу ее положены эмпирические данные полевых наблюдений. Разнообразные породы второй вулканогенной толщи в их характерных группировках нашли свое систематическое положение и место в ходе той или иной дифференциационной ветви. Процесс дифференциации мог останавливаться на любой стадии — начальной, промежуточной, конечной — в зависимости от мощности покровов (следовательно, скорости охлаждения), их состава (особенно обогащения летучими составными частями), глубины излияния под водой (следовательно, от внешнего давления столба воды, от возможности удержания летучих составных частей до конца кристаллизации) и скорости их течения.

Одни и те же породы могут образовываться в ходе различных ветвей дифференциации, но в одних случаях — как ведущий продукт дифференциации, в других — как побочный продукт, образующийся попутно в ничтожных количествах. Кристаллизационная гравитационная дифференциация совершалась лишь в самой левой наиболее основной ветви (см. табл. 1). Между образующимися породами отсутствуют резкие контакты.

Процесс магматической дифференциации совершался скачкообразно, с все большим приближением к наиболее чистым и простым силикатным расплавам — конечным членам той или иной ветви. Между породами, кристаллизовавшимися при расщеплении расплавов отмечаются всегда резкие контакты. В условиях начальных стадий магматической дифференциации на месте в больших объемах кислого щелочного расплава в тектонически спокойной обстановке капли одного дочернего расплава в другом успевали занять в теле покрова положение, соответствующее своей плотности; они сливались в слои. Магматическая дифференциация на этой стадии происходила в масштабе покрова в целом «начерно». Расщепление расплавов в благоприятных условиях продолжалось далее внутри этих слоев с образованием тонкополосчатых, часто ритмичнополосчатых кератофиров и мюджеритов, а также тонкополос-

Схема последовательности дифференцирования  
Родоначальная основная магма, богатая  
Магматическая дифференциация



Примечание. Знак \* обозначает, что расплав, соответствующий данной породе, способен

чатых магнетитовых пород с мощностями слоев в сантиметры и миллиметры. В первых обособлялись излишние для них обогащенные магнетитом порции расплава — темные слои в существенно светлых кератофирах + мюджеритах.

Далее, наоборот, обособлялись излишние для них, обогащенные полевыми шпатами, светлые слои. В свою очередь внутри слоев отмечалось дальнейшее расщепление с образованием микроскопических сферолитов, сферокристаллов, агрегатов каплевидной формы одного состава, заключенных в основной массе другого состава (см. табл. 1 и описание разрезов).

В ряде случаев происходило многостадийное расщепление последовательно возникавших расплавов. Однако этот процесс «деления» вплоть до образования расплавов, соответствующих одно- или двухминеральным компонентам, происходил только в условиях достаточно медленного охлаждения лавы и только в тех порциях жидкой лавы, которые были обогащены магнетитом.

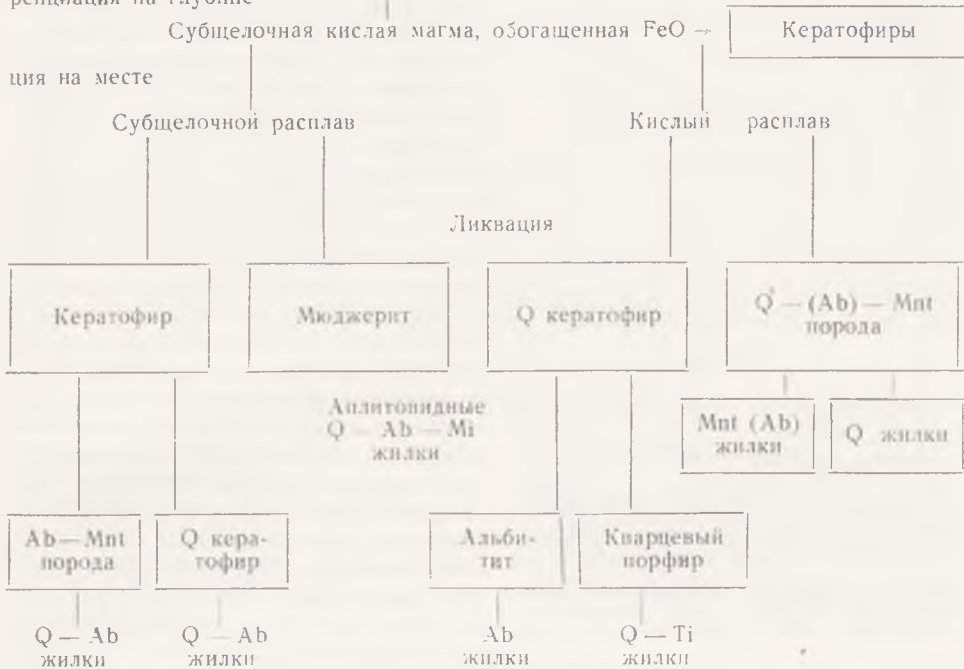
Чрезвычайно интересны ритмичнополосчатые кислые лавы, описанные нами в северном крыле структуры Печенги, где каждый «ритм» состоит из нижележащего слоя серовато-розового кератофира и вышележащего слоя почти черной афанитовой кварц-хлорит-магнетито-

циации первоначальной магмы

щелочами, кремнеземом, водой, железом

ренциация на глубине

ция на месте



к дальнейшей эволюции.

вой породы. Ритмы представляют собой слои течения, образовавшиеся и дифференцирующиеся в процессе ламинарного движения лавы. В условиях малой скорости течения покрова при ликвации образовались не слои, а капли расплава одного состава в другом. Эти капли имеют размеры до 1 м (как, например, в районе пос. Никель в кератофировом потоке у верхнего контакта) и в этом случае очень похожи морфологически на истинные шаровые лавы. От последних они, конечно, отличаются механизмом образования и диагностируются в качестве ликвационных капель потому, что цементируются магматической кварц-альбит-хлорит-магнетитовой породой с флюидалной структурой, параллельной контурам шаров, т. е. «шары» или овалонды и их цемент по составу соответственно аналогичны грубодифференцированным кератофирам и мюджеритам и черным альбит-хлорит-магнетитовым породам низов и верхов каждого покрова, а также «начисто» дифференцированным в более поздние этапы слоям течения, ритмичнослоистым порциям кровли покровов, ликвационная природа которых не вызывает сомнения. В уже «начерно» расслоенном покрове излишек магнетитовой составной части в кератофирах + мюджеритах обособляется в виде овалондов (в свою очередь дифференцирующихся далее — с собственно магнетитовой каймой и существенно кварцевой серединой); или, наоборот, излишек кера-

тофировой составной части обособляется в виде овалондов в альбит-хлорит-магнетитовой породе.

При кристаллизации ранее расщепленных расплавов остаточная газово-жидкая фаза, последовательно меняя свой состав, активно воздействовала на кристаллы и приводила к автотематоморфическим изменениям (например, метасоматическому замещению плагиоклаза ортоклазом, плагиоклаза и ортоклаза — микроклином), а затем обособлялась в неправильной форме миаролитовые пустоты и жилки, кристаллизующиеся в последнюю очередь. Состав жилки несколько изменялся в зависимости от состава кристаллизующегося расплава (см. табл. 1), многие из них содержат такие пневматолитические минералы, как апатит и турмалин. Особенно характерны многочисленные гнездообразные выделения и жилки в кислых и щелочных породах правой половины таблицы с ярко-розовыми полевыми шпатами, замутненными гематитовой «пылью». Многими такие микроклинсодержащие жилки рассматривались как более поздние, гранитные (например, в районе Гусиного

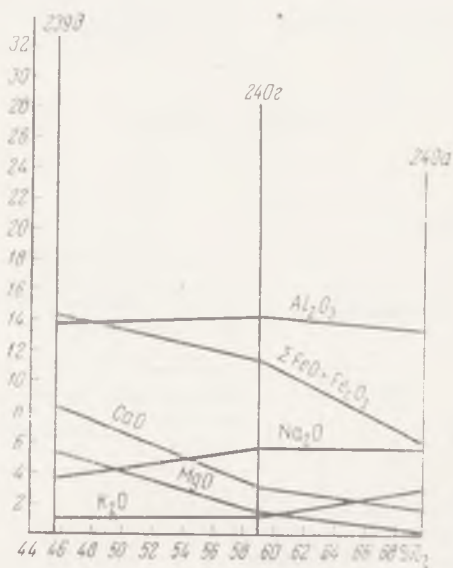


Рис. 3. Вариационная диаграмма изменения химического состава в ряду магнетитовый амфиболовый сланец — щелочной кератофир

озера в восточном крыле структуры), что приводило к неправильному заключению о том, что породы Печенги пересекаются гранитами.

О химизме некоторых дифференциатов можно судить по их химическим анализам и составленным по ним графикам (табл. 2; рис. 3, 4).

Графики на рис. 3 и 4 представляют собой вариационные кривые, построенные для дифференцированных кислых эффузивов и пересланяющихся с ними диабазовых пород из разных мест структуры. Как видно из графиков, средние участки диаграмм (с содержанием SiO<sub>2</sub> 48—58%) представляют собой дифференциаты первого «чернового» этапа (до излияния магмы); более основные — диабазовые породы с максимальным содержанием оксидов Ca и Mg и более кислые, насыщенные SiO<sub>2</sub>, отвечающие эссексит-магнетит-спилитовому ряду пород (средних, богатых щелочами). В результате дифференциации последних на месте, после излияния в более поздние этапы, возникли крайние дифференциаты диаграмм с при-

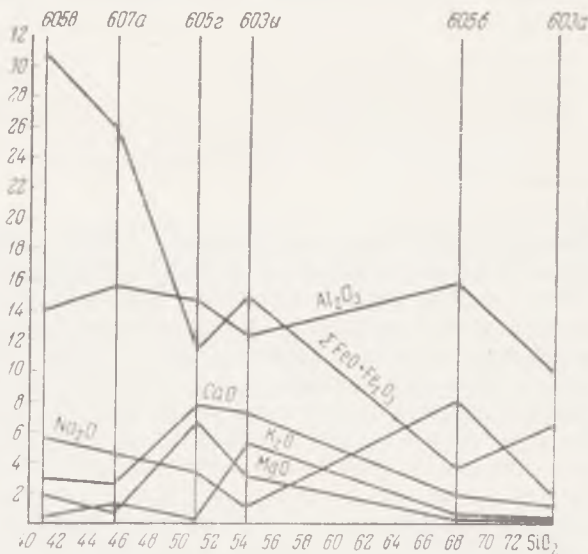


Рис. 4. Вариационная диаграмма изменения химического состава в ряду кварц-альбит-хлорит-магнетитовая порода — гибридная порода (из контакта диабаза и кислого эффузива)

## Химические анализы пород верхней половины второй вулканогенной толщи

Окислы	603а	603и	240а	240г	239	605б	605в	605г	607а	583	461а
SiO <sub>2</sub>	74,28	54,22	69,12	59,39	48,29	67,95	40,84	50,96	45,64	56,48	63,74
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,86	0,54	2,16	3,00	1,96	2,00	1,20	2,16	0,95	1,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,77	12,25	13,52	14,32	13,68	15,75	13,95	14,59	15,51	13,59	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	12,63	37,65	8,33	4,18	1,83	19,87	4,79	17,13	1,49	1,60
FeO	6,17	2,43	2,61	3,15	10,68	1,69	10,99	6,61	8,76	6,15	5,15
MnO	0,345	0,15	0,15	0,19	0,25	0,16	0,345	0,315	0,135	0,20	0,16
MgO	0,25	3,05	0,25	1,47	5,44	0,20	1,83	6,71	0,65	6,31	2,44
CaO	1,15	7,25	0,85	3,19	8,17	1,86	2,95	7,81	2,58	6,04	4,12
Na <sub>2</sub> O	1,58	1,05	5,73	5,74	3,72	8,09	5,59	3,40	4,54	3,71	2,53
K <sub>2</sub> O	0,25	5,25	3,06	1,25	1,00	0,45	0,43	0,21	1,35	3,48	3,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,265	0,24	0,165	0,31	0,37	0,21	0,265	0,14	0,425	0,25	0,24
П.п.п.	3,72	0,11	0,36	0,54	1,27	0,08	1,06	3,22	0,62	0,13	1,74
H <sub>2</sub> O <sub>105</sub>	0,52	0,09	0,05	0,04	0,10	0,08	—	0,10	0,34	1,56	0,06
Сумма	99,63	100,58	100,09	100,08	100,15	100,32	100,12	100,05	99,84	100,34	100,23

239 — магнетитовый амфиболовый сланец.

240а — щелочной кератофир.

240г — кварц-альбит-магнетитовая порода.

461а — гранодиорит-порфир (плагнопорфир).

583 — уралитовый порфирит.

603а, и — гибридная порода (контакт диабаз и кислого эффузива).

605б — щелочной кератофир из шара.

605в — кварц-альбит-хлорит-магнетитовая порода — цемент шаров.

605г — актинолит-эпидотовый диабаз.

607а — кварц-альбит-магнетитовая порода с хлоритом.

603а—607а — соответствуют обнажениям в северной части структуры к северо-западу от пос. Никель; обнажения 239—240 — в западной части структуры, к северо-западу от водопада на р. Шуони. Для сравнения приведены химические анализы уралитового порфирита (583) и плагнопорфир (из дайки) района Поро-ярви (461а).

близительно одинаково малым содержанием окислов Са и Mg: слева — расплавы, резко обогащенные окислами железа с содержанием SiO<sub>2</sub> 40—46% и небольшим содержанием щелочей, слагающие верхние части кислых покровов; справа — расплавы, обогащенные кремнеземом и щелочами с минимальным содержанием железа. Слева — ряд соответственно магнетитовых пород, справа — ряд кератофир-мюджерит-альбитит-порфиритовых пород. Последовательно продолжающееся расщепление этих расплавов происходило и далее, как это было показано в табл. 1, и наблюдалось в шлифах, но уже не зафиксировано химическими анализами. Только на конечных стадиях многоэтапной дифференциации возникают путем кристаллизации сферокристаллы существенно альбитового состава.

## ВЫВОДЫ

1. Кислые и субщелочные эффузивы залегают в верхней половине второй вулканогенной толщи, в основном выше осадочного горизонта, разделяющего эту вулканогенную толщу на две половины.

Не менее трех горизонтов кислых эффузивов с мощностями в десятки и единицы метров чередуются в разрезе с более мощными покровами эпидотизированных диабазов.

2. Кислые эффузивы представляют собой не дайковые тела, а лавовые покровы, что следует из наблюдений над их верхними контактами.

3. Кислые эффузивы тесно связаны с основными диабазовыми породами второй вулканогенной толщи как пространственно, так и генетически; в тех и других наблюдаются одинаковые породы (например, альбитовые порфириты, являющиеся наиболее кислыми членами ряда для диабазовых покровов и наиболее основными для кислых) и одинаковые процессы ликвации лавовой жидкости в кровле покровов.



4. Дифференциация единой родоначальной основной магмы, богатой железом, щелочами, водой, летучими, начиналась на глубине и заканчивалась на месте в пределах покрова. В кровле кислых эффузивов наблюдаются мелкозернистые альбит-хлорит-магнетитовые почти черные породы мощностью до первых метров, лежащие с резким контактом на светлых кератофирах или мюджеритах. В свою очередь в альбит-хлорит-магнетитовых породах наблюдаются резко им подчиненные тонкие слои или желваки (мощностью до 3 см) розоватых кератофиров или мюджеритов, а в последних подчиненные им слои с большим содержанием железа и хлорита.

5. Дифференциация и на глубине и на месте происходила путем ликвации. Последнее обстоятельство доказывается тем, что: а) в кровле покровов наблюдаются первично-шаровые (от 1 м до нескольких миллиметров), первично-полосчатые и ритмично-слоистые текстуры; б) разного состава слои или шары и цементирующая их лавовая порода резко отграничены друг от друга, причем породы цемента и шаров меняются местами в разных приконтактных участках одного и того же покрова по простирацию (мюджерит или кератофир, с одной стороны, хлорит-альбит-магнетитовые породы, с другой); в) широкое развитие флюидальных текстур, причем микролиты и вкрапленники породы цемента «обтекают» шары противоположного состава; г) слияние шаровидных тел в полосы течения; д) неясная первичная зональность как в породе, образующей шары, так и в породе цемента параллельна контакту между ними.

В большинстве случаев, описанных до сих пор нами (Гилярова, 1959), макродифференциация внутри основных покровов и потоков происходила путем кристаллизационной гравитационной дифференциации, исключение — ликвация в малых масштабах при образовании вариолитов.

6. Более кислый и субщелочной состав родоначальной магмы и обогащение ее летучими и железом, по-видимому, способствовали дифференциации путем ликвации (повышенное содержание апатита, турмалина, водных силикатов, магнетита), так же как и быстрое охлаждение (ликвационные текстуры только в кровле покровов).

7. Направление дифференциации внутри основных афанитовых диабазовых покровов: меланократовые эпидотизированные актинолит-альбитовые диабазы — лейкократовые альбитовые порфириды — хлорит-магнетит-альбитовые породы (в малом количестве). По направлению к подошве светлые голубовато-зеленоватые диабазы постепенно приобретают темную окраску. К кровле они биотитизированы и ожелезнены.

8. Направление дифференциации внутри кислых покровов: альбитовые порфириды — альбитофиры (кератофиры) — кварцевые кератофиры и порфиры — кварц- (хлорит)-альбит-магнетитовые и ортоклаз-альбит-магнетитовые породы — пегматоидные жилки микроклинового гранита — поздние (гидротермально-пневматолитовые повсеместно распространенные) кварц-альбитовые и кварц-альбит-микроклиновые обособления, расщепленные ярко-розовыми и сургучными тонами благодаря рассеянной в полевых шпатах гематитовой пыли.

9. Приводится последовательность образования различных пород при дифференциации (см. табл. 1).

10. К кровле второго горизонта кислых эффузивов приурочены наиболее ярко выраженные своеобразные шаровые, полосчатые, ритмично-полосчатые и брекчиевидные текстуры, возникавшие в качестве «капель» или слоев течения.

11. В основном наблюдалось расщепление кислых расплавов на две несмешивающиеся лавовые жидкости, из которых кристаллизовались кератофиры или мюджериты и магнетитсодержащие тонкозернистые породы, в которых магнетита более 20% (в шлифе), и в ходе дифферен-

циации количество его доходило до 70—80%. Прочие минералы (кварц, альбит, хлорит) кристаллизовались в различном сочетании и в различных количественных соотношениях.

12. Наибольшей способностью к последовательному расщеплению — дифференциации путем ликвации — при всех прочих равных условиях обладали порции жидкой лавы, особенно обогащенные железом и летучими.

13. Расщепление лавовой жидкости путем ликвации совершалось последовательно и скачкообразно в несколько приемов, если этому не мешало чрезмерно быстро наступавшее охлаждение (мелкие шаровые обособления в более крупных, тонкая полосчатость внутри более мощных слоев); при таких условиях не могли образовываться сферокристаллы.

14. Как видно из вариационных диаграмм, в результате первой стадии дифференциации образуются основные и средние расплавы, занимающие срединные части диаграмм. В результате дальнейшего расщепления последних в жидком состоянии возникают дифференциаты крайних частей диаграмм.

15. Образовавшиеся в результате ликвации породы с шаровыми текстурами нельзя называть шаровыми лавами, как это делают многие исследователи (Воловикова, 1955, 1959 и др.) Как следует из определения, каждый шар из истинных шаровых лав должен непременно обладать собственной поверхностью охлаждения в контакте с водной или воздушной средой (Гилярова, 1959) и представлять собой самостоятельное геологическое тело.

16. Описанные Славиком (Slavik, 1926) в Богемии, в то время считавшиеся уникальными «шаровые лавы» с изверженным цементом, чрезвычайно сходны с описанными в этой статье и, конечно, также являются продуктами ликвации единого расплава на месте. Славик считал, что они образовались в два приема и что цементирующая шаровые лавы очень основная стекловатая порода изливалась позже, цементируя ранее образованные шары, что представляется маловероятным.

#### ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С. Магматическая ликвация. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 5.

Воловикова И. М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта. Тр. ИГН АН СССР, вып. 159, петрограф. серия (№ 32), 1955.

Воловикова И. М., Елисеева О. П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта. В сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Гилярова М. А. Шаровые лавы Суонсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, № 268, вып. 10, 1959.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Изд-во ЛГУ, 1967.

Кашкай М. А., Мамедов А. П. Перлиты и обсидианы. М., Изд-во АН Аз. ССР, 1961.

Slavik. Le «pillow-lavas» Algonkiennes de la Boheme. Compte Rendu XIV Congr. Geol. Intern. Madrid, 1926.

В. В. ЛЮБЦОВ,  
А. М. АХМЕДОВ, А. А. ПРЕДОВСКИЙ

## ВУЛКАНИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ПЕЧЕНГИ

Составляя весьма незначительную по мощности и распространению часть печенгского комплекса, карбонатные породы с органогенными остатками тем не менее являются его характерной особенностью. Они изучались рядом исследователей (Курылева, 1948; Загородный и др., 1964; Любцов, 1962).

В разрезе печенгского комплекса карбонатные породы располагаются на определенных стратиграфических уровнях: в верхних частях второй и третьей осадочных толщ, а также на нескольких горизонтах четвертой толщи.

Для реконструкции условий образования органогенных доломитовых пород представляет интерес совокупная палеонтологическая и литолого-геохимическая характеристика. В статье приведены данные по разрезам карбонатных пород второй и третьей толщ, в которых, как известно, находятся органогенные остатки, краткая характеристика этих остатков и геохимические особенности пород, по которым устанавливается влияние вулканизма на состав осадков.

Разрез верхней существенно карбонатной части второй осадочной толщи удобно рассмотреть на примере участка среднего течения р. Кувернерин-йоки (в северном секторе северного крыла синклиория в районе 59-го километра между поселками Печенга и Никель). Здесь разрез карбонатной пачки имеет мощность около 70—80 м и отличается большой однородностью и чистотой состава доломитовых мраморов сравнительно с третьей осадочной толщей. Он начинается с доломитовых пород, содержащих существенную примесь хорошо окатанного мономинерального псаммитового материала. Величина зерен кварца 1—1,5 мм, они обладают однородным строением и прозрачны. Песчанистые доломитовые мраморы, содержащие до 45% псаммитовой примеси, образуют слои до 2—3 м и чередуются с крупнозернистыми кварцито-песчаниками с карбонатным цементом мощностью до 0,2—0,4 м. В песчаниках отчетливо наблюдается пологая косая и перекрестная слоистость.

Выше по разрезу господствующими постепенно становятся тонкозернистые доломитовые мраморы светло-розового цвета, которые вначале образуют прослои до 0,5 м, а затем сливаются в единый горизонт общей мощностью около 40 м.

В основании горизонта доломитовых мраморов располагается пласт мощностью 0,4—1,5 м, содержащий скопления онколитов, описание которых приводится ниже.

В верхней части горизонта доломитовых мраморов А. М. Ахмедовым и А. С. Воиновым в 1967 г. обнаружены остатки строматолитов, образующие второй органогенный пласт.

Вверх по разрезу мелкозернистые доломитовые мраморы сменяются слоистыми породами с ритмичным переслаиванием песчанистых (мощность пластов 0,4—0,7 м) и чистых доломитов (мощность 0,1—0,3 м). Песчанистые доломиты из-за присутствия распыленного гематита имеют темно-розовую окраску. Песчаные кварцевые зерна хорошо окатаны и

имеют размер около 1 мм. Мощность всей слоистой пачки 5—8 м. Выше по разрезу появляются линзы крупнозернистых кварцитов с доломитовым цементом. Еще выше количество линз увеличивается, в породах сохраняется карбонатный цемент, но появляется примесь туфогенного материала. Мощность линз здесь достигает 0,5 м. Установлены признаки блокировки (будинажа) кварцитовых линз среди чистого доломитового материала. На том же уровне разреза и несколько выше среди доломитовых пород появляются прослои вишнево-красных карбонатно-кремнистых пород. Они образованы чередованием тонких слоев туфогенного кремнистого (2—3 мм) и карбонатного вещества.

Разрез карбонатной части второй осадочной толщи венчается осадочными брекчиями доломитов (величина обломков до 50 см), сцементированных туфовым материалом.

Другие разрезы карбонатной части второй осадочной толщи, например обнажающиеся на правом берегу р. Печенги, в принципе сходны с описанным как по характеру пород, так и по наличию органогенных остатков.

Онколиты нижней части горизонта доломитовых мраморов второй осадочной толщи представляют собой овальные,

круглые, слабо вытянутые образования величиной 0,2—1 см и более по длинной оси (рис. 1). В шлифах наблюдаются разнообразные типы радиально-концентрических микроструктур. В обнажении на выветрелой поверхности отчетливо заметна ячеистая структура пород, содержащих эти органические остатки. Они таким образом делают содержащий их пласт хорошим маркирующим уровнем. Определенные морфологические особенности скелета позволяют хорошо распознавать и отличать этот тип онколитов. Сейчас стало возможным сравнивать некоторые виды печенгских онколитов (см. рис. 1) с онколитами, обнаруженными А. Г. Поспеловым в древнейших образованиях Горной Шории. К сожалению, стратиграфическое положение онколитов Горной Шории пока неясно и возраст вмещающих отложений неизвестен.

Строматолиты второй осадочной толщи приурочены, как отмечалось, к верхнему уровню горизонта доломитовых мраморов. Эта особенность распределения строматолитов отмечается и в ятулийских терригенно-карбонатных породах Карелии (Соколов, 1963; Бутин, 1966). В разрезе участка Кувернерин-йоки они представлены куполовидными строматолитами, развитыми в плоскости напластования (рис. 2). Мощность строматолитовой колонки 10 см. Отдельные водорослевые колонки по типу строения весьма сходны между собой. Каждая колонка представляет собой округлое субцилиндрическое образование с наибольшим диаметром 7—10 см и высотой 5—7 см, состоящее из полусферических чашеобразных частей, вложенных одна в другую вверх дном. В вертикальном разрезе видна тонкоизогнутая поперечная слоистость. Ближе к основанию колонки слоистость прослеживается слабее (рис. 3). Сплошное распространение водорослевых образований на плоскости напластования свидетельствует о том, что строматолитовые водоросли



Рис. 1. Онколиты нижней части горизонта доломитовых мраморов второй осадочной толщи печенгского комплекса

образовывали рифовые постройки в спокойной обстановке, целиком об-  
растая субстрат, в отличие от онколитов нижнего органогенного пласта.

Таким образом, суммируя палеонтологические (с учетом данных Во-  
логдина, 1962; Журавлевой, 1963; Крылова, 1959; Маслова, 1960; Бу-  
тина, 1966 и др.) и литологические данные, можно утверждать, что на-  
чало времени образования карбонатной пачки отмечено общей стабили-

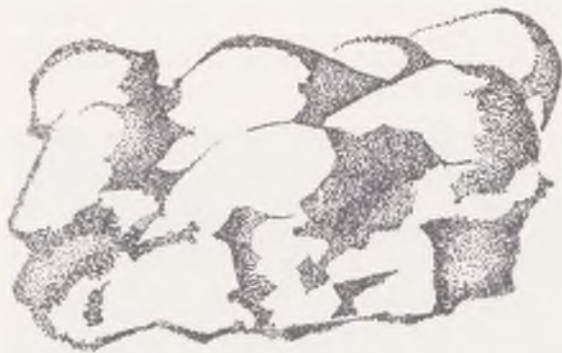


Рис. 2. Внешний вид прослоя строматолитов из верхней  
части горизонта доломитовых мраморов второй осадоч-  
ной толщи печенгского комплекса. Длина образца 30 см

зацией дна мелководного  
морского бассейна. Хорошо  
дифференцированный пели-  
то-псаммитовый материал  
вверх по разрезу постепенно  
теряет свое значение в осад-  
кообразовании и, наконец,  
совсем исчезает. К этому пе-  
риоду приурочено появление  
онколитов — округлых кар-  
бонатных стяжений, продук-  
тов жизнедеятельности мик-  
роскопических водорослей,  
свободно перекачывавшихся  
по дну водоема под воздей-  
ствием течений и волнопри-  
бойной циркуляции воды.

Постепенно гидродинамический режим, вероятно, делался все более спо-  
койным, что привело к возникновению изолированного участка морского  
бассейна с возможной глубиной до 60 м. При этом онколиты исчезли, а



Рис. 3. Схематический разрез строматолитовых колонок, изо-  
браженных на рис. 2

простейшие водоросли образовали колонии строматолитов. В дальней-  
шем развитии процесса осадконакопления тектонический режим изме-  
няется. Происходит активизация колебательных движений в области на-  
копления и питания, начинает поступать дифференцированный псамми-  
товый материал. Одновременно проявляется и постепенно усиливается  
вулканическая деятельность, увеличивая свое влияние на осадкообразо-  
вание.

Разрез карбонатных пород третьей осадочной толщи Печенги мож-  
жет быть рассмотрен на примере участка оз. Иллепин-ярви. Общая мощ-  
ность карбонатной пачки здесь 55—60 м. В ее основании расположен  
горизонт темно-серых мелкозернистых доломитов мощностью 10 м. По-  
рода содержит большое количество (до 22%) тонкого пелитового и ор-  
ганогенного углистого материала. Необходимо отметить, что нижняя,  
терригенная часть разреза третьей осадочной толщи также характери-  
зуется значительной примесью углистого вещества, которое совместно  
с пелитовым материалом слагает цемент, а также присутствует во внут-  
ренних частях зерен доломита в виде тонких включений.

Темно-серые доломиты в разрезе сменяются светлыми полосчатыми  
доломитами. Полосчатость вызывается присутствием тонких слоев доло-

мита с примесью распыленного гематита. Здесь же отмечаются редкие маломощные линзы кремнистого материала. В верхней части горизонта полосчатых доломитов периодически появляются прослой темных тонко-слоистых доломитов мощностью 0,05—0,2 м. Они образованы переслаиванием тонкозернистых розоватых доломитов с 1—3-миллиметровыми слоями очень тонкозернистого туфогенного материала.

Разрез карбонатной пачки завершается горизонтом розовых органических доломитовых мраморов мощностью 20—25 см. Это среднезернистые чистые породы, содержащие незначительную примесь тонкорасеянного гематита. Вверх по разрезу количество гематита увеличивается и скопления его придают доломитам неясно полосчатую текстуру. Здесь же авторами настоящей статьи был встречен прослой строматолитовых водорослей мощностью 0,5—0,7 м. Над строматолитовым прослоем до-



Рис. 4. Схематическая зарисовка строматолитовых водорослевых построек в доломитовых мраморах третьей осадочной толщи печенгского комплекса (участок оз. Илленин-ярви)

ломитовые мраморы обогащены линзовидными участками яшмоподобного кремнистого вещества коричнево-красного цвета. Мощность его линзовидных прослоев 0,1—0,2 м. Еще выше по разрезу, после 20-метрового необнаженного интервала, обнажаются метадиабазы третьей вулканогенной толщи. Горизонт органических доломитовых мраморов сложен двумя типами строматолитовых водорослей. В нижней его части водорослевые остатки образуют отдельные крупные бокаловидные колонки высотой до 0,4 м и диаметром в верхней части 15—20 см (рис. 4). В связи со значительной перекристаллизацией породы поперечная слоистость в колонках слабо заметна и хорошо наблюдается лишь на выветрелой поверхности.

На нижних строматолитах расположены сплошные покровные колонии строматолитовых водорослей. Они сохранились значительно лучше, что позволяет изучить некоторые элементы их морфологии. Высота колонок 3—10 см, на выветрелой поверхности наблюдается очень тонкая четкая слоистость, образующая в плане овально-концентрический рисунок (рис. 5). В шлифах из-за перекристаллизации породы микрослоистость не прослеживается.

Полученные литолого-палеонтологические особенности карбонатной части третьей осадочной толщи позволяют сделать некоторые выводы относительно условий ее формирования. По-видимому, на первых этапах отложения карбонатных пород прекращается активное поступление высокодифференцированного пелитового материала. Сменяя его, в чисто карбонатной среде периодически появляется очень тонкая примесь туфогенного материала. Строматолитовые водоросли развиваются во время прогрессирующей стабилизации дна мелководного морского бассейна с ненормальным солевым режимом. Этот период затишья нарушается энергичным проявлением основного вулканизма, который приводит к образованию диабазов покрова третьей вулканогенной толщи.

Основанные на палеонтологических и литологических данных выводы подтверждаются при рассмотрении некоторых геохимических особенностей пород карбонатных частей разрезов второй и третьей осадочных толщ. Основные разновидности пород карбонатных пачек могут быть охарактеризованы на примере составов метапелитовых доломитов, органогенных доломитовых мраморов и карбонатно-кремнистых туфогенных прослоев среди доломитов участка оз. Иллепин-ярви (см. таблицу). Первая разновидность иллюстрирует особенности доломитов, несущих примесь дифференцированного глинистого материала, вторая — особенности сравнительно чистых пород



Рис. 5. Выветрелая поверхность строматолитового прослоя верхней части горизонта доломитовых мраморов третьей осадочной толщи (участок оз. Иллепин-ярви)

и третья — пород, возникших под влиянием подводного вулканизма.

Кали-натровое отношение эффективно отражает степень осадочной дифференциации не только для терригенных (Ронов, 1966), но и для карбонатных пород (Предовский и др., 1967). Кроме того, это отношение в осадках ощутимо снижается под влиянием основного вулканизма. Для иллюстрации влияния первично-глинистой терригенной примеси и продуктов основного вулканизма на состав карбонатных и близких к ним пород второй и третьей осадочных толщ приводится график изменения кали-натрового отношения (рис. 6). Для сравнения на нем отражены характеристики существенно пелитовых осадков

нижних терригенных частей разрезов второй и третьей осадочных толщ. В обеих толщах кали-натровое отношение резко снижается от метапелитов к доломитовым породам, а среди последних уменьшается от доломитов с пелитовой примесью к карбонатно-кремнистым породам, подчеркивая туфогенную природу последних.

Отраженное на рис. 6 падение влияния примеси дифференцированного пелитового материала и рост влияния основного вулканизма, соот-

#### Химический состав доломитовых и карбонатно-кремнистых пород

№ п/п	Проба	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	CaO	MgO
1	ИЯ-3	28,86	1,30	4,92	9,97	1,58	0,16	18,05	11,60
2	ИЯ-4	7,82	0,08	0,90	0,81	0,51	0,15	34,43	13,63
3	ИЯ-5	86,36	0,04	0,72	2,50	1,88	0,02	2,37	1,54

№ п/п	Проба	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ.</sub> в пересчете на SO <sub>3</sub>
1	ИЯ-3	2,10	0,36	21,01	99,91	0,35	20,50	0,01
2	ИЯ-4	0,70	0,12	40,51	99,66	0,12	40,12	0,01
3	ИЯ-5	0,70	0,30	3,24	99,67	0,18	0,41	0,02

1 — доломит с примесью первично-пелитового материала; 2 — сравнительно чистый органогенный доломитовый мрамор; 3 — кремнистые туфогенные прослои с примесью доломитового материала.

ветствующие изменению характера карбонатных пород вверх по разрезам карбонатных пачек, могут быть подкреплены данными, приведенными на рис. 7.

Таким образом, сумма литолого-палеонтологических и геохимических данных указывает на то, что органогенные доломитовые породы второй и третьей осадочных толщ Печенги формировались в мелководных и умеренно глубинных условиях бассейнов с аномальным солевым режимом лагунного типа. При этом онколитовые доломиты накапливались на меньших глубинах, чем строматолитовые.



Рис. 6. Характер изменения отношения  $K_2O/Na_2O$  в метаосадочных породах второй (кривая А) и третьей (кривая В) осадочных толщ печенгского комплекса

1 — метапелиты; 2 — доломиты с метапелитовой примесью; 3 — органогенные доломитовые мраморы; 4 — кремнисто-карбонатные прослои в доломитах

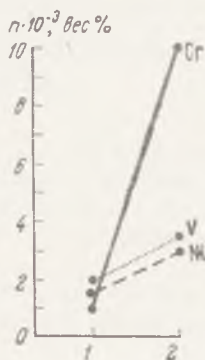


Рис. 7. Распределение содержания хрома, ванадия и никеля между сравнительно чистыми органогенными доломитовыми мраморами (1) и доломитовыми мраморами с включениями карбонатно-кремнистых пород (2)

Время образования органогенных доломитов совпадает со специфическими моментами в процессе накопления второй и третьей осадочных толщ, когда из-за стабилизации тектонических движений постепенно прекращается подача дифференцированного терригенного материала и благодаря продолжающемуся погружению дна бассейна устанавливаются спокойные условия седиментации. Уже на последних стадиях возникновения органогенных доломитов в них начинает появляться в виде примеси различных вулканогенный материал. Находимые в разрезах органогенных доломитов терригенные и туфогенные породы указывают на резкое оживление движений и переход к новым вулканическим этапам развития печенгского комплекса. Следовательно, органогенные доломитовые породы в разрезах Печенги характеризуют максимально спокойные этапы седиментации перед очередными интенсивными проявлениями вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бутин Р. В. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. В сб. «Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии», Петрозаводск, 1966.
- Вологдин А. Г. Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифей и нижнего кембрия Сибири и Южного Урала и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. ГИН АН СССР, М., 1963.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Крылов И. Н. Рифейские строматолиты о. Кильдина. Докл. АН СССР, т. 127, № 4, 1959.



Комар В. А., Семихатов М. А. Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столбчатых строматолитов. Всесоюзн. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тез. докладов, 1965.

Курылева Н. А. Новые данные к стратиграфии печенгской формации на Кольском полуострове. Докл. АН СССР, т. 60, № 2, 1948.

Любцов В. В. Органические остатки древнейших осадочно-метаморфических толщ Кольского полуострова. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1962.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов докембрия. Л., изд-во «Наука», 1967.

Ронов А. Б., Гирин Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах. «Геохимия», 1966, № 7.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

В. А. СОКОЛОВ, Л. П. ГАЛДОБИНА,  
А. П. СВЕТОВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

## ФАЦИИ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

До 70% объема отложений ятулия Центральной Карелии занимают породы ятулийского вулканического комплекса (Соколов, Галдобина и др., 1965; Соколов, Светов, 1968), включающего основные (диабазовые) интрузивные, эффузивные, пирокластические и вулканогенно-хемогенные образования.

Формирование ятулийского вулканического комплекса проходило в геотектонических условиях становления молодой платформе на месте нижнепротерозойской геосинклинали.

В составе ятулия породы вулканического комплекса занимают определенное стратиграфическое и структурное положение. Эффузивные основные породы, пирокластические и вулканогенно-хемогенные образования располагаются на двух стратиграфических уровнях: в кровле нижнего и среднего ятулия, т. е. приурочены к регрессивным частям крупных осадочных циклов. Основная масса интрузивных основных пород представлена дайками, силлами и телами другой формы, залегающими среди осадочных пород ятулия, образовавшихся в ходе трансгрессивного этапа развития.

Породы вулканического комплекса в возрастном (положение в вертикальном разрезе) и в пространственном отношении (фациальные переходы) тесно связаны с различными типами осадочных отложений. Поэтому изучение тех и других групп пород как неотъемлемых составных частей ятулийского отдела среднего протерозоя (Кратц, 1963; Соколов, 1963) проводилось комплексно с установлением геологических и парагенетических связей в ряду интрузивных, эффузивных и вулканогенно-осадочных образований. Такой подход к изучению вулканогенных пород теоретически подготовлен тем, что в последние годы при изучении древних магматических пород с применением формационного метода (Шатский, 1960; Кузнецов, 1964; Страхов, 1963; Коптев-Дворников и др., 1967) значительное внимание уделяется установлению генетических связей между интрузивными и эффузивными породами (Устиев, 1963), а также между вулканогенными и осадочными образованиями (Страхов, 1963; Сидоренко, 1963; Дзоценидзе, 1965 и др.).

Однако, ставя задачу фациального расчленения ятулийского вулканического комплекса, мы столкнулись с рядом трудностей при выделении и наименовании самих фаций и других таксономических подразделений. Эти трудности прежде всего обусловлены следующими обстоятельствами:

1. Различием принципов, положенных в основу определения самого понятия «фация» в применении к интрузивным, эффузивным и вулканогенно-осадочным образованиям.

2. Отсутствием на вооружении геологов обоснованных гомологических рядов терминов с таксономическими подразделениями для обозначения групп эндогенных и экзогенных пород.

3. Неполнотой наших знаний (часто из-за неполноты геологической летописи) о характере геологических переходов в парагенетически связанных между собой, но образующихся в разных условиях, группах пород, таких, как интрузивные — эффузивные, эффузивные — осадочные и т. д.

4. Сложностью изучения метаморфизованных вулканических и вулканогенно-осадочных толщ докембрия.

Ятулийский вулканический комплекс объединяет разнообразные породы, являющиеся производными базальтовой магмы, которые частично образовались при застывании магмы на различной глубине, а частично при излиянии лавы на поверхность с формированием лавовых потоков и других продуктов вулканической деятельности.

По условиям и способу (механизму) образования, по взаимоотношению с вмещающими породами (средой) среди пород ятулийского вулканического комплекса выделяются три основных генетически различных ряда фаций (интрузивный, субвулканический и вулканический), подразделяющихся в свою очередь на фации и субфации.

Под фацией подразумевается совокупность физико-химических особенностей процессов образования магматических пород, обусловленных конкретными геолого-тектоническими и физико-географическими условиями их формирования в различных взаимоотношениях со средой (в широком понимании).

В ряды объединяются фации, отвечающие определенным и естественно выделяющимся крупным совокупностям геолого-тектонических и физико-географических условий. Все ряды фаций тесно связаны между собой и могут непрерывно переходить друг в друга. Наиболее логичными границами, определяющими смену физико-химических особенностей формирования пород, по-видимому, являются:

а) положение по отношению к дневной поверхности для интрузивного, вулканического и субвулканического рядов;

б) наличие или отсутствие прямой генетической связи с наземными вулканическими аппаратами для субвулканического и интрузивного рядов.

Непрерывность переходов и прерывность состояний вещества, подчеркиваемые в предлагаемой классификации, очевидно, не могут считаться ее недостатком, так как отражают диалектическое единство противоположностей природных явлений.

Определения вулканической фации и ряда фаций кажутся наиболее оправданными с точки зрения сохранения единства в определении фации как в первую очередь совокупности условий, в которых сформировалось то или иное геологическое тело.

**Интрузивный ряд фаций** характеризуется кристаллизацией магматических расплавов, внедрившихся на различную глубину в ятулийские и доятулийские образования, и не имеющих прямой связи с наземными вулканическими аппаратами. В зависимости от взаимоотношений с вмещающими породами, обуславливающих морфологию и величину залежей, выделяются фации: дайковая, силлово-лакколитовая, штоковая\*.

**Дайковая фация** включает разновозрастные (не менее двух генераций) дайки диабазов и габбро-диабазов, которые образуют секущие линейно вытянутые тела протяженностью до 10 км при мощности до 300 м. Дайки образованы при заполнении диабазовой магмой вертикальных и наклонных расколов, возникающих на контакте ятулийских отложений с породами фундамента (внешние разломы), внутри площадей развития ятулийских отложений (внутренние разломы). Различа-

---

\* А. П. Светов считает неоправданным выделение дайковой, силлово-лакколитовой и штоковой фаций в составе интрузивного ряда и предлагает относить их к числу соответствующих субфаций субвулканического ряда фаций.

ются дайки групповые, параллельно расположенные, и дайки полукольцевые, которые установлены около сводовой части крупных брахиантиклинальных структур.

Возможно, что часть даек при установлении их генетической связи с лавовыми излияниями может быть отнесена к субвулканическому ряду фаций.

*Силлово-лакколитовая фация* представлена пластообразными симметрично построенными интрузивными телами габбро-диабазов, которые залегают, в общем, согласно с вмещающими их нижнеятулийскими (Чирко-Кемский силл), а чаще верхнеятулийскими отложениями (силлы в ядрах Суоярвской, Туломозерской, Кумсинской, Селецкой и ряда других синклинальных структур). Мощность силлов достигает 100—200 м при значительной длине и ширине (до 15 км). В районе оз. Селецкого описаны переходы силлов по простиранию вначале в кососекущие залежи, а затем в линейные крутопадающие дайки мощностью до 40—50 м.

*Штоковая фация* включает довольно крупные интрузивные тела габбро-диабазов, имеющие неправильную форму. К числу штоков было отнесено, например, тело габбро-диабазов южного берега оз. Чинозера. Чинозерский шток имеет сложное, несколько асимметричное строение и размеры 7,5×6—8 км. Сложен шток афанитовыми диабазами, средне-, крупнозернистыми, пегматоидными такситовыми и трахитоидными габбро-диабазами. Шток прорывает ятулийские отложения располагаясь в ядре синклинали.

Характерными особенностями габбро-диабазов, слагающих указанные выше интрузивные залежи, являются массивное полнокристаллическое сложение и резкие преобладания однороднозернистых (реже такситовых) текстур над порфиоровыми и миндалекаменными. Габбро-диабазы чаще имеют светло-серый, серый, иногда розовато-серый цвет. Среди них выделяются средне- и крупнозернистые, трахитоидные, пегматоидные, массивные альбититовые разновидности. Все они имеют сходный минеральный состав, различаясь количественными соотношениями главных породообразующих минералов, в числе которых находятся плагиоклаз (альбит-олигоклаз) и обыкновенная роговая обманка. Второстепенными минералами являются кварц, биотит, а аксессуарными — сфен, апатит, магнетит, титаномагнетит. Минеральные преобразования проявляются в эпидотизации и хлоритизации.

На контакте габбро-диабазов с вмещающими породами в последних образуются зоны экзоконтактных изменений: в карбонатных породах возникают зоны тремолит-актинолитовых и тремолит-альбитовых скарнов с обильной пиритовой вкрапленностью (мощность зон 1,5—2,0 м); в кварцито-песчаниках наблюдаются хлоритизация, перекристаллизация цемента и т. д.

Химические анализы габбро-диабазов приведены в табл. 1.

**Субвулканический ряд фаций** представлен образованиями магмоподводящих каналов, имеющих выход на дневную поверхность, и, по-видимому, связан непрерывными переходами как с предыдущим интрузивным, так и с последующим вулканическим рядами.

Породы, соответствующие этому ряду фаций, имеющие несогласное секущее залегание среди средне-, ниже- и доятулийских образований, слагают некии разной формы и размера, заполняют трубки взрыва и т. д. По своей природе (промежуточные между интрузивными и эффузивными) эти образования несут в себе на разной глубине залегания различные признаки (вертикальная зональность): интрузивных пород на глубине и вулканических в местах выхода магмы на поверхность.

Этим, по-видимому, и можно объяснить то, что в понятие «субвулканические» разные авторы вкладывают различный смысл, относя сюда либо все магматические образования, прорывающие вмещающие породы

## Химический состав габбро-диабазов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52,46	54,74	51,76	47,10	48,56	53,30
TiO <sub>2</sub>	1,78	1,61	1,93	2,08	0,88	2,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,80	14,21	14,29	12,72	12,16	13,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,16	6,41	8,08	11,84	4,91	2,91
FeO	4,42	6,16	5,99	5,35	4,65	6,46
MnO	0,16	0,16	0,15	0,20	0,12	0,17
MgO	6,32	5,67	5,09	6,33	6,27	7,69
CaO	6,60	2,65	4,16	8,24	8,97	4,06
Na <sub>2</sub> O	5,15	4,94	5,65	3,59	2,92	5,46
K <sub>2</sub> O	1,07	1,16	1,20	0,92	3,00	0,83
H <sub>2</sub> O	0,09	0,40	0,32	0,34	0,21	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,12	0,21
CuO	—	—	—	—	0,006	0,005
NiO	0,006	0,004	0,013	0,016	0,015	0,018
CaO	0,007	0,008	0,009	0,009	0,008	0,010
S	0,12	0,230	0,280	Следы	Следы	0,01
П.п.п.	4,68	2,31	1,70	1,74	7,14	2,95
Сумма	99,69	100,42	100,32	100,45	99,93	99,70

## Числовые характеристики

<i>s</i>	51,8	63,9	59,8	54,93	54,7	60,9
<i>a</i>	13,0	12,5	14,02	9,2	11,1	12,9
<i>b</i>	21,8	20,9	23,7	32,0	28,4	23,9
<i>c</i>	3,4	3,2	2,5	3,9	2,8	2,3
<i>f'</i>	28,8	54,4	53,2	47,7	31,7	35,9
<i>m'</i>	49,3	45,5	35,9	33,2	38,6	53,3
<i>c'</i>	21,8	—	10,8	1,9	28,7	10,8
<i>a'</i>	—	0,1	—	—	—	—
<i>Q</i>	-5,8	-1,6	-10,8	-12,4	-9,6	-6,3
<i>a/c</i>	3,8	3,8	5,7	2,4	3,9	5,7
<i>n</i>	87,8	86,6	87,7	85,6	59,6	90,9
<i>t</i>	2,5	2,2	2,7	3,2	1,3	27,6
<i>φ</i>	8,8	25,5	28,8	31,4	15,3	10,1

1 — габбро-диабаз крупнозернистый; 2 — габбро-диабаз пегматоидный, аналитик Г. И. Капустина; 3 — габбро-диабаз среднезернистый; 4 — габбро-диабаз афанитовый, аналитик З. Помазан; 5 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик Р. С. Мельнищева; 6 — габбро-диабаз среднезернистый, аналитик В. А. Чикишина.

(Ташинина, 1960; Сопко, Чернышев, 1962), либо породы только жерловых фаций (Абдуллаев, 1961). Е. Б. Яковлева (1957), определяя понятие субвулканической фации, пишет, что породы этой фации «образовались при движении лавы к поверхности. В силу ряда причин лава не достигла ее, и формирование пород происходило на некоторой глубине». В этом определении, говорящем о движении магмы (а не лавы) к поверхности, к сожалению, не найдена четкого отражения генетическая связь данных образований с наземными вулканическими аппаратами. В то же время в жерловую фацию выделены породы, которые «образовались при движении магмы к поверхности, имея с ней непосредственную связь», что, по нашему мнению, чрезмерно расширяет объем жерловой фации, так как соответствует всему субвулканическому ряду фаций. Последний, по-видимому, более естественно разделять на фации подводящих магматических каналов и жерловую.

*Фация подводящих магматических каналов* представляет собой коры подводящих каналов, где магматические породы имеют секущие кон-

такты с вмещающими отложениями и полнокристаллическое сложение. К этой фации в Центральной Карелии отнесен Орченьский некк, который установлен на северном берегу оз. Сегозера в районе Орчень-Губы.

Здесь на протяжении 6 км при мощности до 500 м в северо-западном направлении прослеживаются круто залегающие трахитоидные разнотернистые габбро-диабазы. В центральной части некка прослежены крупнотернистые, местами пегматоидные розовато-серые габбро-диабазы, которые к краевой части сменяются более мелкотернистыми и темноцветными разновидностями пород (см. табл. 1). Габбро-диабазы секут полого залегающие толщи нижнего и частью среднего ятулия и в свою очередь перекрываются полого залегающими осадками верхнего ятулия. Принадлежность этого некка к числу подводящих каналов среднеятулийских излияний определена по совокупности геологических и палеовулканических (текстуры течения) признаков. Имеются предположения, что подобные же подводящие каналы находятся в районе Медвежьегорска, Янгозера, Тунгуды и в ряде других мест.

*Жерловые фации* образуются в местах непосредственного выхода магмы на земную поверхность и среди древних, особенно докембрийских образований встречаются чрезвычайно редко. Поэтому большой геологический интерес имеет находка остатков вулканической постройки в районе пос. Гирвас (Светов, Голубев, 1967). Описание Гирвасского вулкана дано А. П. Световым и А. И. Голубевым в статье настоящего сборника.

**Вулканический ряд фаций** объединяет продукты вулканических извержений на поверхность земли, которые залегают согласно с осадочными породами (эффузивная фация; Коптев-Дворников и др., 1967). В зависимости от механизма извержения и физического состояния продуктов вулканической деятельности в ятулии выделяются фации: текучих лав, твердых выбросов и фумарольно-сульфатарная. Характерной особенностью образований вулканогенного ряда фаций является то, что они локализируются как инородные тела в различных фациальных обстановках седиментационных областей с незначительным влиянием среды на их облик и состав.

*Фация текучих лав* соответствует поверхностным излияниям основной лавы. В ятулии она представлена серией последовательно залегающих друг на друге потоков (покровов), которые образовались при излиянии лавы в конце нижнего и среднего ятулия. В нижнем ятулии в разных районах произошло излияние от одного до четырех потоков с суммарной мощностью до 80 м. Потоки не выдержаны по простиранию, выклиниваются. Лишь отдельные из них прослеживаются на расстоянии до 15 км от предполагаемых центров излияний. В среднем ятулии произошли более мощные излияния основной лавы. В разных районах описано от 1 до 15 потоков (или покровов) с суммарной мощностью до 360 м. Площадь, занимавшаяся лавами в Центральной Карелии, превышала 15 000 км<sup>2</sup>.

Лавовые потоки (покровы) имеют различную мощность (от 1 до 50 м) и слагаются эпидотизированными диабазами, роговообманковыми и диабазовыми порфиритами, мандельштейнами, шаровыми и пенистыми лавами, автобрекчиями. По строению вертикального разреза среди потоков наиболее типичны семь типов, изображенных на рис. 1. Для них характерна резкая асимметрия разреза с постепенным переходом от одной разновидности пород к другой. В основании потоков обычно находятся афанитовые диабазы, в разной степени эпидотизированные (с небольшими скоплениями миндалин), выше порфириты и в кровле — мандельштейны, пенистые лавы и другие породы, характерные обычно для кровли потока. Установлена следующая закономерность в распределении разных типов потоков в вертикальном разрезе лавовых толщ. Потоки, сложенные шаровыми лавами или содержащие шаровые лавы

в кровле, в большинстве случаев встречаются в основании и реже в середине лавовых толщ. Потoki с автобрекчиями в кровле тяготеют к средней части, а потоки с обильными гематит-кремнистыми миндалинами (пенистые лавы) залегают в верхней части разрезов лавовой толщи. О выдержанности лавовых потоков по простираанию данных мало. Установлено, например, что поток с шаровыми лавами в районе Каличьих островов и восточного берега Сегозера протягивается без существенных

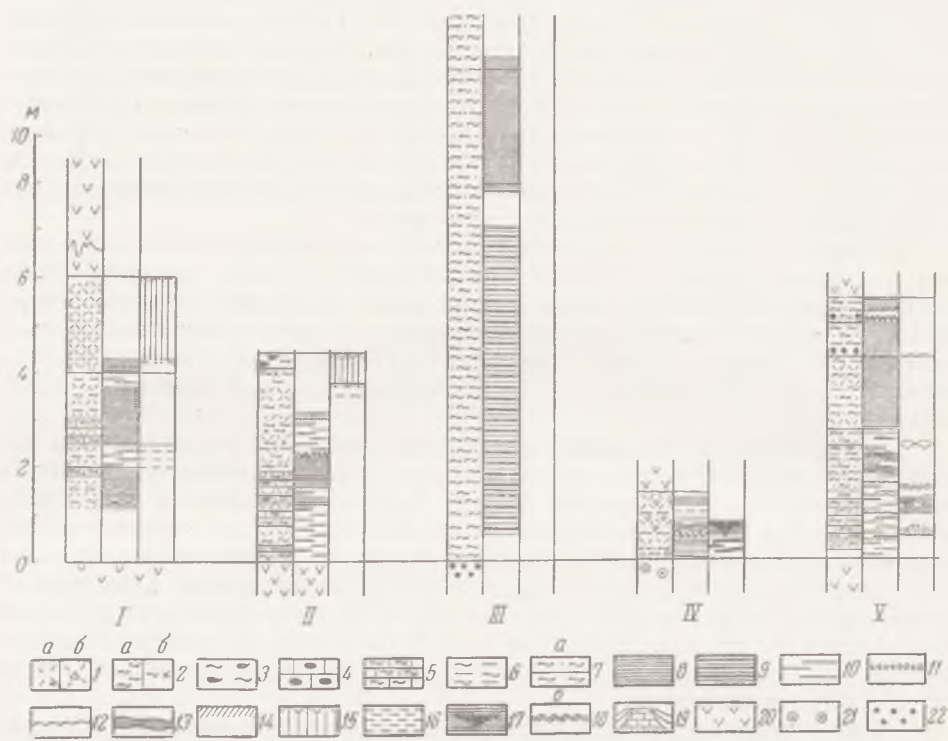


Рис. 1. Геолого-литологические колонки туфогенно-осадочных пород июля Карелии  
 I — восточный берег оз. Сегозеро; II — юго-восточный берег оз. Сегозеро; III — оз. Салла-Лампи; IV — оз. Сундозеро; V — пос. Гирвас. 1a — туфы витрокластические; 1б — туфы лито-витрокластические; 2a — туффит, 2б — туффит с гематитом; 3 — кремнистый туффит; 4 — карбонатно-кремнистая порода; 5 — карбонатный туффит; 6 — глинистый туффит; 7a — туфопесчаник, 7б — туфогравелит; 8 — горизонтальная слоистость; 9 — горизонтальная ритмичная слоистость; 10 — горизонтальная прерывистая слоистость; 11 — водооползевая текстура; 12 — знаки ряби; 13 — косоволнистая слоистость; 14 — косяя слоистость; 15 — призматическая отдельность; 16 — трещины усыхания; 17—18—19 — текстуры давления; 20 — песчаники; 21 — эффузивные породы; 22 — гранитные конгломераты

изменений не менее чем на 12 км. В этом же районе поток с пенистыми лавами также без существенных изменений прослежен на протяжении 10 км. В районе г. Медвежьегорска отдельные потоки прослеживались на 10—15 км. При этом их общая мощность и мощность «порфиритовой» и «мандельштейновой» зон изменялись незначительно. Во всех указанных случаях, по-видимому, наблюдались только части потоков, имеющих на самом деле значительно большую протяженность.

Характерной особенностью лавовой фации является наличие в потоках различных признаков течения (Соколов, Светов, 1968).

Направления течения лавы, установленные по сумме признаков, обычно совпадают с направлением уменьшения мощности потоков и их выклиниванием из разреза и, таким образом, дают основание судить о местоположении центров излияний.

Формирование лавовых потоков происходило в различных фациальных обстановках. К такому выводу помогает подойти текстурный анализ осадочных пород, подстилающих потоки или переслаивающихся

с ними. Кроме того, текстурные особенности лав несут иногда признаки наземных или подводных излияний. О подводном излиянии лав свидетельствует незначительная степень окисленности лав и зеленокаменный облик, в то время как лавы наземных (континентальных) излияний имеют весьма высокую степень окисленности, значительную гематизацию, в результате чего породы принимают грязно-бурые, красновато-бурые оттенки, которые аналогичны породам краснокаменного облика.

Как в наземных, так и в подводных условиях излияние лав носило спокойный характер, о чем можно судить по коэффициентам палеоэксплозивности, равным 2—5%. Данные о характере контактов и контактовых изменений, типе отдельности лавовых потоков и ряд других сведений изложены В. А. Соколовым и А. П. Световым в другой статье сборника.

Химические анализы некоторых типов пород из лавовых потоков приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Химический состав нижнеятулийских диабазов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,74	51,01	41,45	52,62	51,86	53,66
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,93	1,06	1,86	1,60	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	13,45	17,80	14,10	13,94	12,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,69	4,57	1,62	4,91	6,80	3,48
FeO	9,85	8,78	5,83	5,75	7,83	7,76
MnO	0,24	0,17	0,17	0,20	0,19	0,23
MgO	6,21	6,45	6,37	4,42	5,60	6,08
CaO	6,91	8,61	10,59	10,64	4,68	7,54
Na <sub>2</sub> O	2,61	1,50	4,92	3,00	3,33	3,56
K <sub>2</sub> O	0,37	0,33	0,04	0,21	2,82	0,37
H <sub>2</sub> O	0,27	0,15	0,19	0,30	0,20	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—
CuO	—	—	0,018	—	—	—
NiO	0,010	0,009	0,013	—	—	—
CoO	0,012	0,008	0,005	—	—	—
S	0,020	0,020	0,011	—	—	—
П.п.п.	3,67	3,88	9,61	2,12	1,45	2,59
Сумма	100,40	99,83	89,65	100,13	100,30	100,02

Числовые характеристики

<i>s</i>	60,6	60,9	53,5	62,4	60,1	62,0
<i>a</i>	6,5	3,9	12,1	6,9	11,3	8,2
<i>b</i>	25,7	27,7	24,0	24,5	25,0	25,4
<i>c</i>	7,00	7,3	7,2	6,2	3,6	4,4
<i>f'</i>	51,29	40,49	29,1	40,6	53,9	41,3
<i>m'</i>	42,3	40,9	44,4	1,0	37,8	40,2
<i>c'</i>	6,3	12,6	26,4	28,4	8,3	18,5
<i>Q</i>	1,1	6,4	—24,4	—4,8	—6,0	—3,2
<i>a/c</i>	0,9	0,6	1,6	1,1	3,1	1,8
<i>n</i>	91,4	87,3	99,4	96,0	64,1	94,3
<i>t</i>	1,3	1,3	1,8	2,7	2,2	2,2
<i>φ</i>	12,7	14,6	3,4	17,1	29,5	11,6

1—3 — диабазы, аналитик В. Ф. Лобанова; 4 — диабаз крупнозернистый; 5, 6 — диабазы, аналитик Н. П. Лебедева.

Фацция твердых выбросов (эксплозивная) включает различные по величине фрагментов продукты вулканических выбросов, образующиеся при взрывах, которые после некоторого переноса в атмосфере осажда-



## Химический состав среднеятулийских эффузивов и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,30	50,12	49,20	48,21	47,85	47,20
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,99	1,04	1,32	0,99	1,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,19	15,73	14,60	13,63	15,50	13,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	3,46	3,45	3,62	1,72	3,97
FeO	7,83	7,93	7,23	10,15	9,48	11,89
MnO	0,16	0,15	0,16	0,21	0,18	0,20
MgO	5,66	6,59	5,41	6,79	6,88	7,44
CaO	7,44	8,56	11,13	8,67	10,21	6,90
Na <sub>2</sub> O	4,64	3,60	3,94	3,65	3,60	3,42
K <sub>2</sub> O	0,33	0,21	0,17	0,21	0,25	0,33
H <sub>2</sub> O	0,10	0,27	0,14	0,15	0,15	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,12	0,08	0,03	0,18	0,08
CuO	0,004	0,001	0,006	0,014	0,010	0,014
NiO	0,030	0,020	0,020	0,040	0,040	0,030
CoO	0,006	0,009	0,005	0,007	0,009	0,008
S	0,05	Не обн.	Следы	0,02	0,017	0,010
Пл.п.	2,88	2,29	3,33	3,82	3,11	4,16
Сумма	100,31	100,04	99,90	100,53	100,17	100,47

## Числовые характеристики

<i>s</i>	59,7	58,8	57,7	56,3	56,2	55,6
<i>a</i>	10,8	8,3	9,0	8,4	8,4	8,7
<i>b</i>	24,6	26,2	27,8	30,2	28,9	31,4
<i>c</i>	4,9	6,3	5,6	5,01	6,3	4,9
<i>f'</i>	43,5	41,2	36,4	43,1	37,4	47,9
<i>m'</i>	39,2	43,3	33,5	38,3	40,8	40,55
<i>c'</i>	14,3	15,5	30,0	18,6	21,7	11,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—
<i>Q</i>	-7,0	-5,6	-8,0	-9,1	-10,8	-9,8
<i>a/c</i>	2,2	1,2	1,6	1,7	1,3	1,6
<i>n</i>	95,5	96	97,2	96,4	95,6	94,0
<i>t</i>	1,5	1,5	1,5	2,0	1,5	2,4
$\varphi$	12,4	11,4	10,7	10,3	5,1	10,9

1 — диабаз, 2 — мандельштейн, 3 — диабаз; 4 — порфирит, 5 — порфирит, 6 — диабаз. Аналитики: 1, 3, 4, 6 — Г. М. Брагина; 2, 5 — В. Ф. Лобанова.

лись на разном удалении от центра извержения, попадая в различные фациальные обстановки (группы фаций и фации) седиментационных областей.

Спокойный характер ятулийского вулканизма определил незначительное (относительно массы лав) количество устанавливаемых в разрезах твердых выбросов. В нижнеятулийскую вулканическую фазу выбросы пеплового материала предшествовали (район Прионежья) излияниям, сопровождали их (район Янгозера) и завершили заключительную стадию вулканизма (район Сегозера). В среднеятулийскую вулканическую фазу вулканические взрывы происходили неоднократно, что приводило к формированию нескольких горизонтов туфов и других пород, переслаивающихся с лавовыми потоками. Продукты вулканических выбросов образуют маломощные (0,5—5,0 м) залежи с быстрым выклиниванием по простираанию (рис. 1, 2), что обуславливает их часто линзообразную форму. По своему составу и строению эти залежи неоднородны, так как в них чередуются прослои, сложенные разным количеством вулканического и осадочного материала: туфы, туффиты и туфоген-

ные породы. Туфы, содержащие не более 10% осадочного материала, представлены хлоритовыми, хлорит-биотитовыми, биотит-хлоритовыми и реже биотитовыми разностями, имеющими зеленовато-серый, темно-зеленый, фиолетовый и другие цвета. В виде примесей в туфах развиты серицит, сфен, лейкоксенизированный титаномагнетит, альбит, циркон, а также значительное количество новообразованного турмалина. Химический состав туфов приведен в табл. 4. По типу пирокластического материала туфы относятся к витрокластическим разностям. Они образуют прослои от 2—3 см до 1—3 м среди туфогенных пород. Туфы имеют неслоистую или неяснослоистую массивную текстуру и пе-

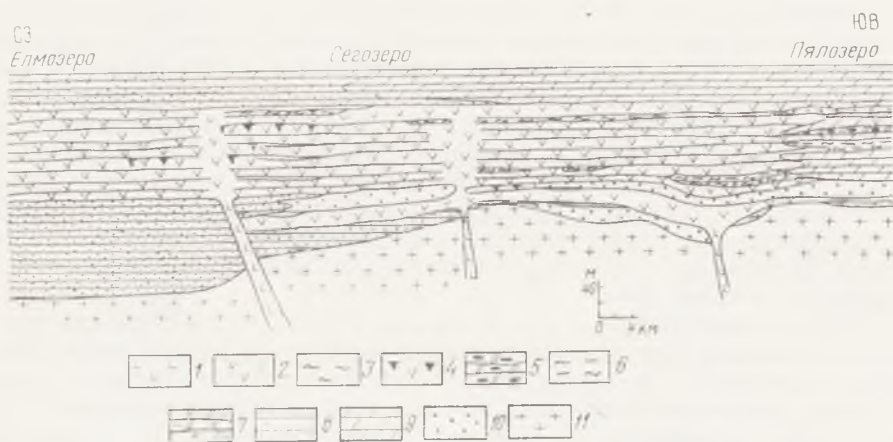


Рис. 2. Фациальный профиль вулканогенно-осадочных пород ятулия Центральной и Южной Карелии

1 — субвулканический ряд. Вулканические фацисы: 2 — лавовая, 3 — туфовая, 4 — туфокремнистая. Вулканогенно-осадочные фацисы: 5 — кремнисто-карбонатная, 6 — туфоглинистая, 7 — гематит-доломит-глинистая; 8 — бассейновая фациальная обстановка с терригенным осадконакоплением; 9 — бассейновая фациальная обстановка с карбонатным осадконакоплением; 10 — континентальная фациальная обстановка; 11 — доятулийский фундамент

реслаиваются с кремнистыми прослоями, а также с туффитами и другими туфогенными породами.

Вулканогенный материал, подвергшийся обработке в ятулийских седиментационных областях наряду с кластическим материалом из любых иных источников, очевидно, уже не может быть основой при определении фациальной принадлежности осадков, которая должна осуществляться в соответствии с категориями седиментации. Однако, подчеркивая важность и значение вулканизма в истории накопления ятулий-

Таблица 4

Химический состав хлоритсодержащих туфов

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	33,76	44,45	37,92	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	—
TiO <sub>2</sub>	0,82	1,37	1,50	H <sub>2</sub> O	0,05	0,06	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,14	11,83	21,00	CuO	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,02	13,90	17,82	CoO	—	—	—
FeO	4,82	4,07	2,45	NiO	—	—	—
MnO	0,13	0,06	0,074	S	—	—	—
MgO	15,94	13,95	7,06	П.п.п.	12,92	12,53	4,96
CaO	7,74	1,83	0,92				
Na <sub>2</sub> O	0,50	1,68	0,17	Сумма	100,12	100,55	100,02
K <sub>2</sub> O	1,21	0,56	5,79				

Аналитики: 1, 2 — Н. Д. Малькова, 3 — Т. М. Брагина.

ских толщ, образования, соответствующие различным фаціальным обстановкам (группам фаций, фациям) и имеющие в своем составе материал вулканического происхождения, отвечающий также различным вулканическим фациям (и реже рядам фаций), мы считаем необходимым выделить в вулканогенно-осадочные ассоциации пород.

В связи с этим туфогенные образования с примесью более 10% осадочного материала следует относить к соответствующей вулканогенно-осадочной ассоциации, а именно — к туфогенной.

Туфогенная ассоциация. Эта ассоциация объединяет образования, состоящие на 90—50% из туффитов и на 50—10% из туфогенных пород.

Туффиты содержат от 10 до 50% туфогенно-осадочного материала. Состав их туфового материала близок к составу туфов. По крупности туфового материала в этой группе выделены псаммитотуффиты и алевротуффиты. Нередко туффиты чередуются со слойками кремнистого и кремнисто-карбонатного материала и слойками, обогащенными гематитом. Наличие в туффитах наряду с пирокластическим большого количества осадочного материала определяет четкие текстурные особенности пород. В туффитах прослежены простая горизонтальная, прерывистая, ритмичная горизонтальная, мелкая косо-волнистая и косая слоистости. Встречены в ряде мест текстуры оплыва, а на плоскостях напластования знаки ряби.

Туфогенные породы в преобладающей своей части сложены терригенно-осадочным материалом, содержат лишь от 10 до 50% пирокластического материала, представленного перекристаллизованными в хлорит и биотит пепловыми частицами. Обломочный материал в различной степени окатан и представлен кварцем, кварцитом, сланцами, в меньшем количестве магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом, турмалином. В данной группе пород преобладающее развитие имеют туфогравелиты, туфопсаммиты и туфоалевриты, которые переслаиваются с осадочными породами различного состава.

Структуры туфогенных пород аналогичны типично осадочным — псаммитовая, алевролитовая, пелитовая, текстуры — горизонтальнослоистые и косослоистые.

Отмеченные выше вулканогенно-осадочные ассоциации пород образовывались в условиях различных фаціальных обстановок, что нашло отражение в их структурных, текстурных особенностях и характере обработки обломочного материала.

*Фумарольно-сульфатарная фация* ятулийского вулканизма — это выделение различных растворов и газов из остывающей лавы. Отмеченные в ряде лавовых потоков газовые пузыри и пенные лавы являются свидетелями многообразного, но слабо еще изученного процесса отделения от лавы летучих компонентов. В составе ятулийских вулканических толщ продукты описываемой фации представлены в основном яшмовидными силицитами, которые встречаются в ряде районов среди нижне- и среднеятулийских вулкаников. Это тонкозернистые пластовые с полураковистым изломом породы красно-бурого, сургучного, вишневого, серовато-зеленого, темно-зеленого цвета с тонкой полосчатостью (слоистостью). Микроскопически устанавливается гранобластовая, равнозернистая структура породы, сложенной кварцем с различным количеством примеси хлорита, гематизированного магнетита, гематита, карбоната, эпидота, тремолита. Преобладание тех или иных минералов-примесей (хлорита или гематита) обуславливает расцветку породы. Химические анализы силицитов приведены в табл. 5.

Яшмовидные силициты (рис. 3) образуют маломощные жилы, линзы, сложной формы гнезда разных размеров (от 0,6—1,0 до 4 м) среди мандельштейнов и шаровых лав в кровле лавовых потоков, заполняя их неровности. В виде прослоев мощностью до 1 м они залегают среди ту-

**Химический состав яшмовидных силицитов,  
гейзеритов и травертинов Центральной  
Карелии и Камчатки**

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	86,47	88,37	32,00	38,22
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,05	—	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,25	0,61	2,74	1,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	3,76	0,19	0,59
FeO	1,65	—	—	1,65
MnO	0,05	—	—	0,32
MgO	2,14	0,06	0,82	1,52
CaO	0,44	1,33	32,14	30,60
Na <sub>2</sub> O	1,40	—	—	0,34
K <sub>2</sub> O	0,32	—	—	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	0,12	0,21	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,21	—	—
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,17	—	—
SO <sub>3</sub>	—	0,11	0,13	—
S	0,07	—	—	0,04
CuO	0,016	—	—	Следы
CoO	Следы	—	—	—
NiO	—	—	—	Следы
П.п.п.	1,19	} 5,15	} 5,79	24,11
H <sub>2</sub> O	0,09			0,18
<b>С у м м а</b>	<b>100,11</b>	<b>99,94</b>	<b>100,00</b>	<b>99,68</b>

1 — яшмовидный силицит, урочище Воронов Бор, анализик Т. М. Брагина; 2 — гейзерит, Камчатка, анализик Г. Ф. Прокофьева; 3 — шапинский травертин, Камчатка, анализик Н. Н. Постникова; 4 — травертин, оз. Сегозеро, анализик Т. М. Брагина.

фов и туффитов, переслаивающихся с покровами. На некотором удалении от вулканических аппаратов сформировались, по-видимому, кремнистые образования, залегающие среди туфогенно-песчаных осадков среднего ятулия в районе г. Медвежьегорск. Они имеют здесь форму линзовидных прослоев мощностью до 0,5 м, а также слагают обособления овальной, караваеподобной, цилиндрической и другой формы размером до 20 см.

Эти и ряд других образований, сформировавшихся при участии продуктов деятельности фумарол и сольфатар и осадочного материала, как и в случае с туфами следует относить к вулканогенно-осадочным ассоциациям.

Вулканогенно-осадочные ассоциации, как уже указывалось, объединяют образования, полученные при совместном накоплении в различной степени переработанного материала вулканического происхождения (пирокласты, растворы) и осадочного материала. Накопление осадков такого смешанного состава происходило в различных фациальных условиях, имевших место в ятулийских седиментационных областях.

Ниже характеризуются еще три вулканогенно-кремнистые ассоциации, имевшие существенное распространение в ятулийских бассейнах: туфово-глинистая, кремнисто-доломитовая и гематит-доломит-глинистая.

Туфово-глинистая ассоциация известна в основании среднего ятулия в районе Пяозера, а также в основании второго осадочного цикла среднего ятулия в районе Пяозера, Суоярви, Туломозера (Соколов, 1963). Здесь залегают разноцветные глинистые, карбонатно-глинистые, песчано-глинистые сланцы, частью туфосланцы, песчаники

с карбонатным цементом, доломиты (песчанистые и кремнистые). Мощность пород до 90 м (рис. 4).

Преобладающими породами здесь являются серые, синевато-серые, бурые и др. тонкозернистые породы (сланцы) обычно с тонкой горизонтальной слоистостью или реже массивные неслоистые. В некоторых просях этих пород микроскопически отмечаются включения скоплений хлорита, подобные тем, что слагают туфы. По химическому составу эти породы стоят ближе к туфогенным образованиям, чем к нормально осадочным породам (глинистым сланцам), и поэтому они отнесены к ряду вулканогенно-осадочных пород. Доломиты, переслаивающиеся со сланцами, имеют серовато-белый, розовый, бурый цвет и различную величину зерен. В них развиты желваки кварца, песчанистые и глинистые прослойки. Слоистость горизонтальная, крупная, иногда прерывистая; встречаются стилолиты. Судя по текстурным признакам и составу пород, они образовались в условиях спокойного мелководного морского бассейна.

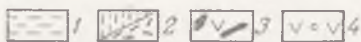
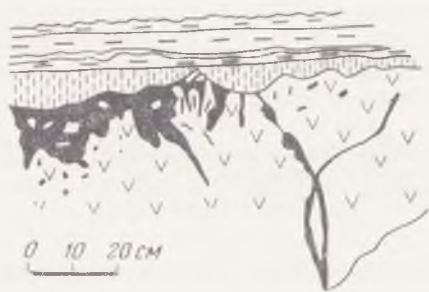
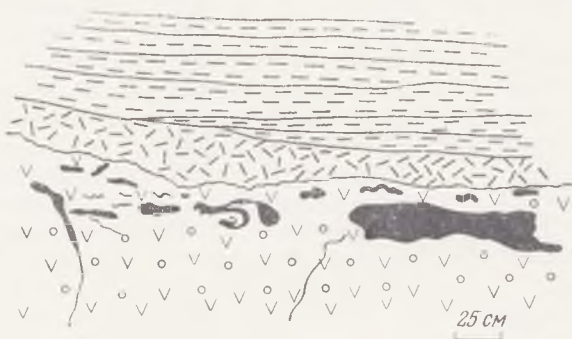


Рис. 3. Включения яшмовидных силицитов в диабазах ятулия

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники и туфогенные песчаники; 3 — диабазы с включениями яшмовидных силицитов; 4 — мандельштейны

Кремнисто-доломитовая ассоциация установлена в составе второго осадочного цикла среднего ятулия, синхронного по времени формирования излиянию лав среднего ятулия в районе Прионежья, Суоярви, Туломозера и Малого Янисярви, где в составе 30—50-метровой пачки описаны в основном разнозернистые (чаще тонко- и мелкозернистые), разноцветные (белые, розовые, красные, бурые) доломиты, реже известняки. Главной особенностью этих пород является наличие в них значительного количества кремнистого материала, который слагает слои, линзообразные прослои, желваки различной формы и размеров (рис. 5). Располагаются они согласно со слоистостью вмещающих пород. Кварцевые (кремнистые) включения и слои слагаются тонкозернистой плотной породой с полураковистым изломом. Цвет их обычно серый и темно-серый, розовый и коричневый и т. д., но всегда более темный, чем у вмещающих пород. Некоторые кремнистые породы имеют тонкую слоистость и похожи на яшмы. В кремнях микроскопически устанавливается микрогранобластовая, лейстовидная структура и кварцевый, кварц-карбонатный и реже апатит-кварцевый состав. Кварцевые зерна величиной 0,009—0,05 мм имеют овальные, прямолинейные, извилистые контуры и тесно соприкасаются друг с другом. Содержат тонкодисперсную примесь, по-видимому, слюдяных и рудных минералов.

Для карбонатных пород этой ассоциации характерны горизонталь-

ная, иногда прерывистая слоистость и стилолитовые швы. Это отложение морского бассейна, куда в значительном количестве поступал вулканический кремнистый материал. С генетической точки зрения этот материал в основном является продуктом фумарольно-сульфатной деятельности ятулийского вулканизма. Не случайно поэтому эти образования выделялись как отложения «карбонатно-яшмовой субфации» в составе «отдаленно-кремнистой фации» (Соколов, Светов, 1967).

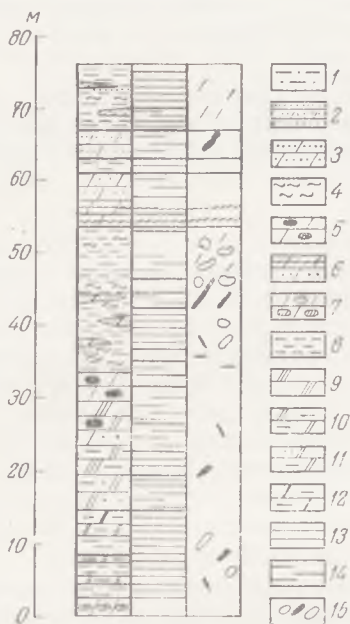


Рис. 4. Колонка туфово-глинистой ассоциации

1 — песчано-глинистые сланцы; 2 — песчаники с карбонатным цементом; 3 — песчаные доломиты; 4 — туфиты; 5 — кремнистые доломиты; 6 — доломиты со стилолитами; 7 — конгломераты доломитовые; 8 — глинистые сланцы; 9 — мелкозернистые доломиты; 10 — слюдистые среднезернистые доломиты; 11 — песчано-слюдистые доломиты; 12 — слюдистые тонкозернистые доломиты; 13 — тонкая горизонтальная слоистость; 14 — прерывистая слоистость; 15 — вторичные кварцевые и карбонатные глины, оталькование

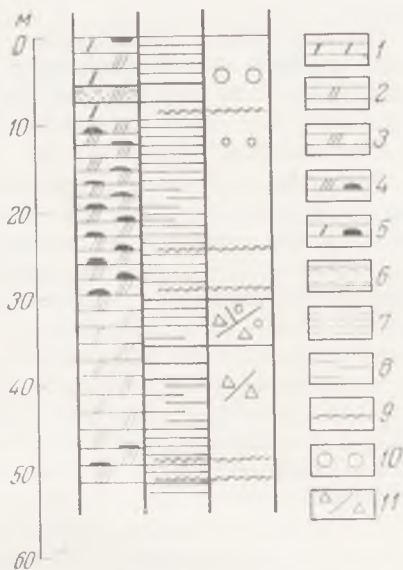


Рис. 5. Колонка кремнисто-доломитовой ассоциации

1—5 — доломиты: 1 — тонкозернистые, 2 — среднезернистые, 3 — мелкозернистые, 4 — мелкозернистые кремнистые, 5 — тонкозернистые кремнистые; 6 — глинистые сланцы, песчаники; 7 — слоистость тонкая горизонтальная; 8 — слоистость нечетливая, прерывистая; 9 — стилолитовые швы; 10 — кавернозность; 11 — брекчирование, жилы вторичного карбоната

Гематит-доломит-глинистая ассоциация образовалась в кровле среднего ятулия в условиях регрессии и периодического осушения ятулийского бассейна и известна в районах Прионежья, Суоярви, Туломозера. Ассоциация выделяется с некоторой долей условности, так как для этого имеются лишь косвенные основания. Одно из них — предположение, что железо в гематитовых скоплениях имеет эндогенную природу. Отложения этой ассоциации, которые стратиграфически приурочиваются к гематит-песчано-глинистой пачке среднего ятулия в Онежском и Туломозерском разрезах, представлены песчано-глинистыми, глинистыми сланцами, оруденелыми кремнистыми доломитами, песчаниками и кварцевыми конгломератами. В распределении всех этих пород в вертикальном разрезе наблюдается определенная закономерность: в основании залегают глинистые сланцы с прослоями доломитов, выше — сланцы и еще выше — песчаники и конгломераты. По простиранью состав пород меняется за счет изменения мощности и вы-

клинивания прослоев и т. д. Гематит в виде табличек, игольчатых зерен, аморфной массы образует линзы, прослои, неправильной формы скопления, которыми обогащен обычно глинистый сланец. Мощность рудных сланцев, темно-лиловых, темно-серых и черных тонкозернистых пород не выдержана по простиранию и изменяется от 0,1 до 5—8 м. Количество железа (валового) в них достигает 35—40%. В описываемых породах имеется тонкая горизонтальная прерывисто-линзообразная слоистость. На плоскостях напластования развиты трещины усыхания; в песчаниках — мелкие серии с разнонаправленной косою слоистостью.

В фациальном отношении — это осадки регрессирующего морского бассейна с периодическим осушением дна. Соединения железа, характерные для ассоциации, были, по-видимому, вынесены в бассейн из районов активной фумарольно-сульфатарной деятельности, связанной с ятулийским вулканизмом.

Выше были кратко охарактеризованы фации ятулийского вулканического комплекса. Пространственные взаимоотношения этих фаций четко устанавливаются геологически (см. рис. 2). К этому можно добавить, что так же отчетливо прослеживается и петрохимическая связь пород в интрузивном, субвулканическом и вулканическом рядах фаций (Светов, 1968). При этом точки составов габбро-диабазов (интрузивная и субвулканическая) занимают верхнюю правую часть диаграммы; левее и в центре располагаются точки составов нижне- и среднеятулийских лав (диабазы, роговообманковые порфириды, мандельштейны и т. д.), а в нижней части диаграммы лежат точки составов хлоритовых туфов. Таким образом, можно видеть, что существует определенная взаимосвязь химических составов пород всех выделенных фаций.

Заканчивая описание фаций ятулийского вулканического комплекса, мы еще раз подчеркиваем большую сложность проблемы соотношения вулканизма и осадкообразования для познания металлогении ятулийского вулканического комплекса. Одним из отправных пунктов для ее решения может стать предложенная выше классификация.

## ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. К петрографии субинтрузивных фаций мезозойского вулканизма северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Ин-та геологии, АН Аз. ССР, т. XXI, Баку, 1961.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., изд-во «Недра», 1967.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, вып. 16. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Светов А. П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, Петрозаводск, 1968.

Светов А. П., Голубев А. И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.

Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. «Советская геология», 1963, № 4.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.—Л., изд-во АН СССР, 1963.

Соколов В. А., Светов А. П. Геология ятулийского вулканического комплекса Центральной и Южной Карелии. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, Петрозаводск, 1968а.

Соколов В. А., Светов А. П. О некоторых типах текстур течения в основных лавах ятулия. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, Петрозаводск, 1968б.

Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.

Сопко П. Ф., Чернышев Н. М. Субвулканические образования юрского возраста в Алавердском рудном районе. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1962, № 8.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ташинина М. В. Некоторые черты верхнепалеозойского вулканизма Центрального Казахстана. Материалы годичной сессии Уч. совета по результатам работ 1959 г. ВСЕГЕИ, 1960.

Устиев Е. К. Проблемы вулканизма и плутонизма. Вулканоплутонические формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1963.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Яковлева Е. Б. Методика изучения вулканогенных толщ палеозоя (на примере Рудного Алтая). «Советская геология», 1957, № 6.



## О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ КАРЕЛЬСКОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Первично-вулканогенные образования обнаружены по всему разрезу докембрийских толщ восточной части Балтийского щита. Они установлены среди суперкрупных отложений беломорско-кольского комплекса, относимого к архею (Шуркин и др., 1962), обильно развиты в гимольской, ялонварской, бергаульской, парандовской, пебозерской, тундровой и других сериях нижнего протерозоя (Кратц, 1963; Харитонов, 1966; Чернов, 1964; Стенарь, 1966 и др.), известны и среди иотнийских отложений (салминская свита) верхнего протерозоя (Кайряк и Хазов, 1967). Но наиболее полно и разнообразно эти отложения представлены в карельском комплексе, сформированном в интервале времени от 2100 до 1850 млн. лет (Харитонов, 1966; Негруца, 1963, 1967).

Карельские вулканогенные толщи изучаются сравнительно давно и по ним выполнен ряд детальных исследований (Левинсон-Лессинг, 1888; Елисеев, 1928; Гилярова, 1941, 1957, 1959, 1966; Загородный и др., 1964; Загородный, 1966; Мирская, 1966; Поляк и др., 1966; Соколов и др., 1965). Каждая из этих работ касается, однако, сравнительно ограниченных районов и в большинстве своем посвящена изучению изолированных стратиграфических подразделений (суйсарским вулканитам, ятулийским эффузивам) без достаточно подробного рассмотрения их взаимосвязи с вмещающими образованиями. Комплексный анализ всего разреза с выявлением направленности изменения вулканизма во времени на всем протяжении карельского мегацикла осуществлен к настоящему времени только для Печенгской и отчасти (в сравнительном плане) Имандра-Варзугской структур Кольского полуострова (Мирская, 1966; Загородный, 1966; Поляк и др., 1966). Несомненный интерес представляет рассмотрение этих вопросов для всей территории Кольско-Карельского региона.

Карельские вулканогенные породы на большей части территории метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В них, как это известно еще из работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, В. М. Тимофеева и Н. А. Елисеева, в большинстве случаев превосходно сохранились первичные текстурные и структурные признаки, позволяющие не только судить об их исходной вулканогенной природе, но и делать обоснованные выводы об условиях образования, направлении течения лавовых потоков, типе излияний, местоположении древних вулканов. В большинстве случаев сохраняются шаровая и подушечная отдельность, флюидальная текстура, языки течения лав, миндалекаменная и пузыристая текстура; во многих случаях миндалины совершенно не деформированы; в крупных миндалинах зачастую можно наблюдать гравитационную слоистость, по которой удается определить истинный угол падения толщ. Сравнение угла наклона гравитационной слоистости в миндалинах с падением поверхностей падения слоев разного состава позволяет судить о первоначальном угле наклона поверхности, по которой тек ла-

вовый поток, что имеет не только палеогеографическое, но и структурно-тектоническое значение в связи с картированием. Иногда устанавливается первичная призматическая и столбчатая отдельность; обычно хорошо проявлена пластовая отдельность; легко распознаются вулканические бомбы и лапилли; во многих случаях превосходно сохраняют свои первичные слоистые текстуры туффиты, туфы, туфобрекчии; во всех случаях при детальном наблюдении довольно легко удается устанавливать границы эффузивных покровов.

Петрографический состав эффузивов подвергся большому изменению, однако во многих случаях отмечаются первичные структуры, а иногда наблюдаются реликты исходных минералов, слабо раскристаллизованных вулканических стекол и т. д. Все это позволяет подойти к изучению карельских вулканитов с применением методик анализа постдокембрийских вулканогенных образований.

Лишь на сравнительно ограниченных площадях карельские вулканогенные толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Но и в этих случаях первичные текстуры (шаровая и подушечная отдельность, миндалекаменная текстура, покровное строение и т. п.) обычно хорошо распознаются и поддаются изучению по обычной методике.

Геологические исследования последних лет, подтвердив представления Л. Я. Харитоновой и др., показали, что практически вся территория восточной части Балтийского щита является глубокоэродированной областью карельского осадконакопления и вулканизма со сложной дифференцированной историей геологического развития. На современном эрозионном уровне этой территории преобладающим развитием пользуются архейские и нижнепротерозойские (предкарельские) образования, слагающие фундамент карелид, которые образуют крупные антиклинорные поднятия — глыбы, разделенные сравнительно узкими синклинорными зонами карелид. Карельские толщи\*, объединяющие в соответствии с новыми данными (Негруца, 1967; Богданов, Негруца и др., 1968) тунгудско-надвоицкую, сариолийскую, сегозерскую серии Карелии и их стратиграфические аналоги на Кольском полуострове в составе печенгских и имандра-варзугских толщ, а также ладожскую и каменоборско-шокшинскую серии, устанавливаются, таким образом, в зонах наибольшего погружения в виде изолированных синклинорных зон или их фрагментов, ограниченных разломами.

Во всех этих структурах в составе карельского комплекса наряду с первично-осадочными породами широко развиты разнообразные вулканогенные образования. Мощность последних, характер строения слагаемых ими толщ, их литолого-фациальный состав и петролого-геохимические особенности обнаруживают полное соответствие как с направлением изменения фациального состава осадочных пород, так и со степенью последующих тектоно-метаморфических преобразований карелид.

На рис. 1 отображены средние суммарные мощности вулканогенных пород в наиболее характерных разрезах карелид и их процентное содержание от общей мощности карельского комплекса. Как видно из этой схемы, в пределах описываемой территории суммарная мощность достоверно вулканогенных образований карельского возраста варьирует в пределах от 30 до 6000 м. Базируясь на этом признаке, на площади развития карелид можно выделить четыре зоны: Центрально-Карельскую с мощностью вулканогенных пород от 0 до 1000 м, Юго-западно-Карельскую и Северовосточно-Карельскую с мощностью вулканитов от

\* Автор слишком вольно обращается с терминами «предкарельские» и «некарельские» толщи, не учитывая исторически заложенный в них геологический смысл. (Прим. ред.).

1000 до 3000 м и Кольско-Беломорскую\*, где суммарная мощность вулканогенных толщ превышает 3000 м, достигая в центральной Имандра-Варзугской части этой зоны 5000—6000 м.

Как видно из схемы (см. рис. 1), в южной и центральной частях зон вулканиды составляют от 3 до 40% от общей мощности карельского комплекса, т. е. здесь преобладают в разрезе первично-осадочные поро-



Рис. 1. Схема распределения мощностей вулканогенных толщ карельского комплекса на территории восточной части Балтийского щита

1 — область пониженных суммарных мощностей; 2 — область средних суммарных мощностей; 3 — область повышенных суммарных мощностей; 4 — предполагаемые изолинии процентных содержаний вулканидов к общей мощности карельского комплекса; 5 — суммарная мощность вулканогенных пород карельского комплекса и их процент к общей мощности комплекса (за чертой)

роды; в двух других зонах роль вулканогенных образований возрастает, достигая 70% от общей мощности комплекса в Кольско-Беломорской зоне. При этом предполагаемые изолинии процентных содержаний вулканогенных пород в целом параллельны границам намеченных зон суммарных мощностей. Характерно, что область пониженных мощностей и минимальных относительных содержаний вулканидов совпадает с Карельским стабильным массивом, отличающимся мелководно-континентальным характером седиментогенеза и преимущественным распространением терригенных конгломерато-песчаных отложений. В то же время эта область характеризуется простым сублатформенным характером складчатых структур и весьма слабым метаморфизмом пород (зеленсланцевая фация и глубинный эпигенез). В трех других зонах осадочные толщи сложены преимущественно песчано-глинистыми и карбонатно-мергелистыми породами, возникшими в относительно глубоководных и отчасти прибрежно-мелководных условиях обширных седиментационных бассейнов. Для них характерны резко повышенная мощность осадочных толщ, более

интенсивный метаморфизм пород (вплоть до амфиболитовой фации) и сложный, местами изоклиналиный характер складчатых структур (Харитонов, 1966; Негруца, 1967; Богданов, Негруца и др., 1976). Интересно подчеркнуть совпадение изолинии, отвечающей равному содержанию осадочных и вулканогенных пород (50%), с границей северо-восточного склона Карельского массива, являющейся вместе с тем и линией замещения континентальной литогенетической ассоциации морской.

\* Выделение зон приведено автором без учета суммы материалов о глубинном строении восточной части Балтийского щита. Это видно на примере выделения Кольско-Беломорской зоны, которая считается по существу синонимом Имандра-Варзугской и Печенгской зон. (Прим. ред.).

Таким образом, намечается зональная взаимосвязь между вулканизмом и осадконакоплением, с одной стороны, и вулкано-осадочными и структурно-метаморфическими процессами, с другой. Все вместе, подчеркивая единое генетическое начало седиментогенеза, магматизма, складчатости и метаморфизма, свидетельствует о неоднородном структурно-формационном развитии восточной части Балтийского щита в карельское время.

Следует заметить, что намечающаяся направленность нарастания мощностей вулканогенных толщ установлена на основании данных по изолированным структурам, бывшее соотношение между которыми зачастую еще совершенно не ясно. Поэтому приведенные данные вовсе не следует понимать как доказательство существования вулканизма на всей заштрихованной на рис. 1 площади. Не исключено, что, как это считают некоторые исследователи, в Кольско-Беломорской зоне, например, карельский вулканизм был проявлен локально и приурочивался исключительно к современным структурам карелид, которые, таким образом, являются унаследованными с протерозоя. Как бы то ни было, тенденция увеличения мощности в направлении от Карельского массива к области кольских карелид очевидна и, следовательно, очевидно то, что Кольско-Беломорская зона в карельское время была тектонически и магматически наиболее активной из всех зон восточной части Балтийского щита.

Важно подчеркнуть также, что области пониженной мощности вулканогенных толщ свойствен исключительно основной вулканизм, тогда как зоны интенсивного вулканизма характеризуются достаточно широким распространением вулканогенных образований среднего и кислого состава. При этом кислые эффузивы и их экструзивные разновидности в переходной Северо-Карельской зоне локализируются исключительно в нижней части карельского комплекса, тогда как в пределах Кольско-Беломорской зоны, отличающейся максимальной мощностью вулканитов, кислые эффузивы и их экструзивы более типичны для толщ второй половины карельского комплекса.

Намечающаяся тесная пространственная связь вулканизма и осадконакопления подчеркивается также закономерным циклическим чередованием в разрезах осадочных и магматогенных пород. Впервые эту закономерность подметил Л. Я. Харитонов для ятулийских образований Сегозерской структуры. Анализируя изменение гранулометрического состава осадочных пород и местоположение эффузивов в полном разрезе сегозерской серии, им было установлено, что осадочные породы слагают нижнюю трансгрессивную часть крупных циклов, тогда как эффузивы приурочиваются к верхней части этих циклов, соответствуя их регрессивным членам. Подмеченная Л. Я. Харитоновым закономерность, как выяснилось в процессе детальных исследований, сохраняется для всей территории Карелии и характерна также для предятулийских осадочно-вулканогенных толщ (Негруца, 1963, 1966, 1967, 1968; Соколов, 1960, 1965).

На территории Карелии еще на первых этапах крупных разрезов карелид было установлено наличие нескольких крупных параксизмов: сегозерско-надвоицкого, заонежско-лижемского и суйсарского (Тимофеев, 1936). Современные данные позволяют выделить в сводном разрезе карельского комплекса Карелии шесть трансгрессивно-регрессивных циклов (снизу): тунгудско-надвоицкий, сариолийский, сегозерский, онежский, ладожский и петрозаводско-шокшинский (Негруца, 1967). Вулканогенные породы приурочены исключительно к нижним четырем циклам; при этом в первых двух циклах вулканиды преобладают над осадочными породами; следующие два цикла характеризуются преимущественно развитием осадочных пород. Среди отложений верхних двух циклов в пределах Карелии магматические породы достоверно вулка-

ногенного происхождения не обнаружены. Следовательно, наблюдается закономерное убывание вверх по разрезу количества вулканогенных пород и увеличение осадочных образований.

Осадочно-вулканогенные циклы построены по одному и тому же плану. Каждый из них начинается грубообломочными отложениями (валунно-галечными или галечными полимиктовыми и кварцевыми конгломератами, гравелитами, кварцитами и кварцито-песчаниками) элювиально-делювиально-речных, дельтовых или прибрежно-бассейновых фаций; выше наблюдаются преимущественно мелкообломочные тонкоотмученные и хомогенные образования (кварцито-песчаники иногда с пластами кварцевых конгломератов, глинистые и другие сланцы, доломиты, известняки) относительно спокойных бассейновых условий осадконакопления. Последние постепенно через пачку взаимного чередования сменяются вверх по разрезу вулканитами.

В нижних двух циклах осадочные породы, находящиеся в переслаивании с вулканитами, имеют признаки, свидетельствующие о накоплении осадков в наиболее глубоководных условиях, существовавших в данном месте в течение всего времени образования цикла. В двух верхних циклах осадочные породы несут признаки, свидетельствующие о начавшейся регрессии бассейна осадконакопления. В целом каждый из четырех циклов соответствует законченному трансгрессивно-регрессивному этапу осадконакопления и вулканизма. В начале карельского времени излияния магмы начинались в момент максимального погружения дна бассейнов и ослабления привноса обломочного материала; во второй половине этого времени (ятулийские циклы) начало излияния магмы как бы запаздывало и приурочивалось к моменту смены трансгрессии регрессией. В обоих случаях, однако, конечные этапы излияния каждого из циклов совпадали с кульминационным этапом регрессии. Характерно, что на вулканитах в основании осадочной толщи, перекрывающей серии, обычно устанавливаются следы древнего химического выветривания или заметного континентального размыва, реже между ними устанавливаются местные несогласия и лишь как исключение наблюдается постепенный переход между смежными циклами, но и в этом случае перелом от трансгрессии к регрессии фиксируется четко и однозначно. Следовательно, можно сделать вывод, что к концу каждого цикла только что сформированные вулканогенные породы на большей части территории выводились из-под уровня бассейна и последние порции лавы изливались зачастую в наземных условиях.

Аналогичное строение устанавливается и для кольских карелид. В наиболее хорошо изученной Печенгской структуре также фиксируются четыре крупных цикла, каждый из которых, как и в Карелии, начинается осадочными и кончается вулканогенными породами (Загородный и др., 1964). Строение циклов, характер соотношения между осадочными и вулканогенными породами подобны Карельскому региону. Нами в 1965 г. было установлено, кроме того, что и соотношение между циклами в принципе не изменяется.

На вулканитах нижнего цикла в основании второй осадочной толщи в ряде мест (ручей Кувернерин-йоки, р. Петсамо-йоки) обнаружена и изучена типичная хорошо сохранившаяся кора выветривания каолинового типа. Нижняя часть третьей осадочной толщи, сложенная прибрежно-мелководными туфопесчаниками и прослоями туффитов, по нашим данным, связана постепенным переходом с вулканитами второго цикла и отделена от вышележащих своеобразных микроклинсодержащих аркозов и конгломератов дельтового генезиса крупным размывом и несогласием, отчетливо проявленными в средней части течения ручья Пику-Колос-йоки (рис. 2). Последние постепенно переходят в пачку, сложенную переслаивающимися пестроцветными сланцами (с весьма

характерными красными оттенками) и доломитами. Выше доломитов залегают вулканиты.

Наконец, четвертая осадочная толща начинается кварцевыми гравелитами и мелкогалечными олигомиктовыми конгломератами, залегаю-



Рис. 2. Геологический план участка в среднем течении ручья Пикуч-Колос-Юки

1 — метаднабазовые эффузивы; 2 — кислые эффузивы; 3 — граувакковые (туфогенные) среднезернистые и мелкозернистые хорошо отсортированные песчаники; 4 — алевротуффиты; 5 — туффиты; 6 — микроклиновые оркозы и кварц-микроклиновые конгломераты с галькой кислых эффузивов; 7 — разномзернистые полевощатковые песчаники; 8 — алевролиты; 9 — аргиллиты и хлоритовые сланцы с графитом; 10 — глинисто-карбонатные сланцы; 11 — доломиты; 12 — обнажения и элементы залегания слоистости

щими с резкой четкой границей на вулканитах третьего цикла. Четвертая осадочная толща сложена чередующимися разнообразными сланцами и песчаниками с характерной флишеподобной слоистостью. Верхняя часть этой толщи сложена сланцами, мелко-, средне- и крупнозернистыми туфами и мелкообломочными туфобрекчиями с линзами ва-

лунно-галечных конгломератов, состоящих из фрагментов гранитоидов и разнообразных более древних пород печенгской серии; в резко подчиненном количестве развиты темно-серые мелкокристаллические известняки и полимиктовые гравелиты и кварцито-песчаники. Характерна мезо- и микроритмичность трансгрессивно-регрессивного типа. Толща чередования сланцев, туфов и конгломератов постепенно сменяется верхней вулканогенной толщей.

Сходное циклическое строение, судя по данным Л. Н. Потрубович, А. К. Симона (1966) и других исследователей, а также по собственным наблюдениям, имеет имандра-варзугская серия. В Имандра-Варзугском разрезе достаточно обоснованно могут быть выделены аналоги первых трех циклов Печенгского разреза.

Таким образом, аналогия в строении разрезов кольских и карельских карелид очевидна. Более интенсивный вулканизм в пределах Кольско-Беломорской зоны объясняется ее палеотектоническими особенностями. Характерно, что в этой зоне мощность вулканогенных толщ, в общем, более выдержана по разрезу и не обнаруживает устанавливаемое в Карелии изменение в вертикальном направлении. Однако мощность осадочных пород и, следовательно, доля их в разрезе возрастает, так же как и в Карелии, в направлении к верхам комплекса, т. е. направленность увеличения контрастности погружения дна седиментационных бассейнов, связанная с активизацией тектонических подвижек, сохраняется в обоих разрезах.

Сравнительный анализ кольских и карельских карелид, проведенный на основе данных послойного фациально-палеогеографического и минералого-геохимического изучения опорных разрезов, позволяет наметить следующую корреляционную схему (см. таблицу).

На основе такого сопоставления можно предполагать следующую закономерность изменения вулканизма по площади и во времени.

Сводный разрез Карелии	Печенгский разрез (Загородный и др., 1964)		Имандра-Варзугский разрез (Петрубович, Симон, 1966 г.)
Каменоборско-шокшинская серия			
	Пильгярвинская свита	Четвертая вулканогенная толща (включая туфоконгломератовую пачку)	
Ладожская (бесовецкая) серия		Четвертая осадочная толща	Ильменская свита
Онежская серия	Колосйокская свита (третья вулканогенная и третья осадочная толщи)		Кичисарская, умбинская и полисарская свиты
Сегозерская серия	Куэтсарвинская свита (вторая вулканогенная и вторая осадочная толщи)		Сейдореченская свита
Сариолийская серия	Ахмалахтинская свита (первая вулканогенная и первая осадочная толщи)		Стрельнинская и пурночская свиты
Тунгудско-надвоицкая серия			

Наиболее древние вулканы тунгудско-надвоицкой серии, фиксирующие первый параксизм вулканизма карельского времени в пределах восточной части Балтийского щита, имеют узлокальное лентовидное распространение и развиты в зоне сочленения Карельского массива с Беломорским блоком (рис. 3, а). Вулканизм этого времени начинался трещинным излиянием лав основного состава и завершался мощными излияниями и гипабиссальными интрузиями кислых эффузивов — кварцевых порфиров и кератофиров. В соответствии с этим вулканогенная часть тунгудско-надвоицкой серии делится на две свиты.

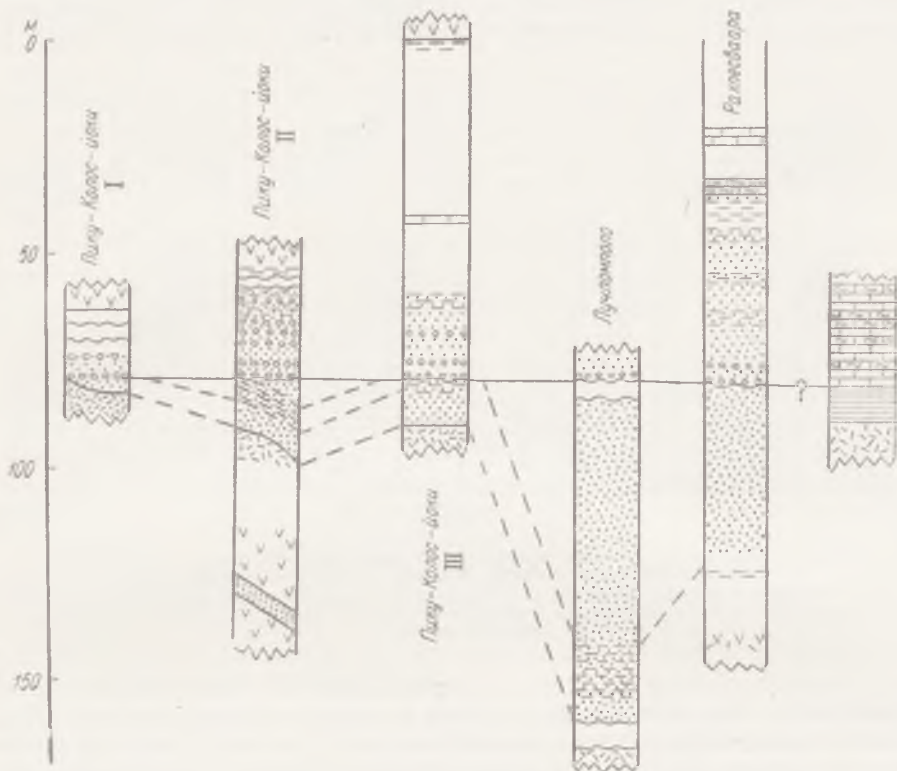


Рис. 3. Сопоставление опорных разрезов третьей осадочной толщи  
Условные обозначения см. на рис. 2

Нижняя свита отличается основным составом слагающих ее пород и многопокровным строением. Покровы имеют мощность до нескольких десятков метров и начинаются порфировидными метадиабазами, которые выше переходят в метамандельштейны и затем (иногда) в горизонты шаровых лав. Покровы хорошо выдержаны на площади; они группируются в закономерные вертикальные ряды, которые завершаются пачками ленточнослоистых мелкокристаллических роговиковых кварцитов и кварц-хлорит-известковых сланцев мощностью 5—100 м. К верхам этой свиты (район озер Лежево — Маслозеро) приурочиваются линзовидные тела туфобрекчий и туфоконгломератов с прослоями массивных, редко косослоистых туфов. Породы эти ритмично чередуются между собой; ритмы начинаются туфами и завершаются туфобрекчиями и туфоконгломератами иногда с галькой гранитов. Характерны крупные (до 15 см) вулканические бомбы. Описываемые конгломераты и туфобрекчии слагают линзы в толще эффузивных пород, аналогичных нижележащим. В плане тело с конгломератами имеет форму диска размером в поперечнике более 5 км. К периферии этого тела количество конгломератовых линз, их размеры (мощность, протяженность) как и



размер фрагментов в конгломератах постепенно убывает и затем конгломераты и грубые пирокласты выклиниваются. Концентрическое расположение туфоконгломератов и туфобрекчий, по-видимому, свидетельствует об образовании их вблизи вулкана центрального типа.

Судя по наличию горизонтов тонкослоистых («глубоководных») осадочных пород и присутствию разновидностей с шаровой отдельностью можно сделать вывод о том, что большая часть описываемой свиты возникла в подводных условиях. Конгломераты и туфобрекчий, расположенные в верхней части свиты, являются, по-видимому, более мелководными образованиями, а частично, возможно, образовались в наземных условиях. Излияния в основном были трещинного типа. Об



Рис. 4. Схемы распространения вулканогенных пород на территории восточной части Балтийского щита в основные циклы карельского вулканизма  
*а* — тунгудско-подвоицкий цикл; *б* — сарнолийский цикл; *в* — сегозерский цикл; *г* — онежский цикл. 1 — области, не занятые вулканитами; остальные условные обозначения см. на рис. 1.

этом свидетельствует большая выдержанность по простирацию состава и мощности как свиты в целом, так и отдельных ее покровов. Лишь к концу времени формирования этой свиты вдоль существовавшей раньше «трещины» возникли вулканические аппараты центрального типа, один из которых находился в районе озер Лежево — Маслозеро.

Верхняя свита отличается кислым составом слагающих ее магматических пород. В ее строении принимают участие различные измененные кератофиры и кварцевые порфиры. Они залегают на породах нижележащей свиты с резким контактом, но согласно и совместно с нею дислоцированы. До недавнего времени некоторые исследователи (Гилярова, 1957) считали кератофиры и кварцевые порфиры интрузивными образованиями. Детальное картирование показало, однако, что они образуют хорошо выдержанный, согласный с подстилающими и перекрывающими толщами стратиграфический горизонт, прослеживающийся на сотни километров. Вместе с тем в ряде мест (Лехтинская, Шомбозерская, Панаярвинская структуры) на кератофирах установлено наложение конгломератов с галькой, глыбами и валунами подстилающих кислых эффузивов описываемой свиты. На конгломератах залегают новая вулканогенная толща, по составу сходная с первой вулканогенной свитой тунгудско-надвоицкой серии, что послужило основанием для их объединения. В Лехтинской структуре были описаны амигдалоидные разности этих пород; среди кератофиров и кварцевых порфиров в ряде мест (оз. Нигалма, р. Лобаш) устанавливаются пакки кремнистых и кварц-полевошпат-хлоритовых сланцев, частью, по-видимому, представляющие экструзивные аналоги кислых эффузивов. Все это, по нашему

мнению, однозначно указывает на то, что рассматриваемые кератофиры и кварцевые порфиры в основной своей массе имеют вулканогенную природу и занимают строгое стратиграфическое положение, завершая разрез нижней циклосерии. Они служат надежным корреляционным горизонтом.

Несомненно, однако, что наряду с кератофирами и порфирами эффузивного происхождения имеются и их интрузивные аналоги. Они пользуются сравнительно ограниченным развитием.

На кератофирах и кварцевых порфирах в основании вышележащих отложений местами устанавливается кора древнего химического выветривания (пос. Пертозеро, оз. Косос и др.). Совокупность приведенных выше данных позволяет предположить, что как верхние горизонты подстилающей свиты, так и основная масса кислых эффузивов имеют наземное происхождение. Такой вывод нуждается в дальнейшей проверке. Большая выдержанность этой толщи и отсутствие в ее составе туфобрекчии может быть объяснена тем, что излияния были трещинного типа.

Второй сариолийский пароксизм вулканизма карельского времени проявился гораздо шире и разнообразнее, чем первый (см. рис. 3, б). По составу и мощности вулканогенных и осадочных пород, сформированных в этот этап, устанавливаются три зоны.

В первой зоне, охватывающей северо-восточную часть Карельского массива, интересующая нас толща сариолийской серии устанавливается в виде узких цепочек линзовидных тел или непрерывных протяженных полос, опоясывающих глыбы, сложенные разновозрастными сланцами, гнейсами и гранитоидами. Толща здесь обладает очень изменчивой мощностью (от 0 до 1500 м), которая меняется на сравнительно небольших расстояниях и зачастую скачкообразно. Причем на долю собственно вулканогенных пород приходится не более  $\frac{2}{3}$  всей мощности толщи, чаще они составляют меньше половины разреза, а в некоторых разрезах — первые проценты. В целом для зоны намечается увеличение суммарной мощности толщи в направлении с юга на север; одновременно возрастает доля эффузивных пород.

В крайней южной части первой зоны «вулканогенная» толща сариолийской серии сложена преимущественно полимиктовыми валунно-галечными конгломератами с примесью туфогенного материала и пачками псаммитовых и алевролитовых туфов, приуроченных к кровле крупных трансгрессивных макроритмов (мыс Бригун-наволок, оз. Энинги-лампи, р. Лужма и др.). Далее к северу конгломераты чередуются с туфобрекчиями и туффитами, содержат горизонты, состоящие преимущественно из лапиллей и вулканических бомб, а разрез наращивается снизу за счет излившихся образований — метадиабазов, метамандельштейнов, вариолитов, шаровых лав и туфолав основного и среднего состава. По распределению туфобрекчий и туфоконгломератов из лапиллей и направлению течения лав, устанавливаемого по массовым замерам хорошо сохранившейся флюидалности языков течения лавовых потоков, наклону «подушек» в подушечных лавах, достаточно отчетливо вырисовываются местоположения древних вулканов центрального типа. Они располагаются цепочками вдоль крупных межглыбовых разломов, заложённых во второй половине сариолийского времени.

Две другие зоны, в пределах которых развиты вулканы сариолийского цикла (см. рис. 3, б), характеризуются преимущественным распространением излившихся пород того же состава, что и в первой зоне. Пирокласты, представленные главным образом туфобрекчиями диабазового состава, пользуются ограниченным распространением и приурочены к юго-западному краю второй зоны, проходящему вдоль склона Карельского массива. К средней части вулканогенной толщи сариолий-

ской серии обеих зон приурочен пласт андезитовых плагиопорфиров мощностью до нескольких десятков метров.

Обе зоны характеризуются сравнительно выдержанной мощностью вулканогенных пород, колеблющейся в пределах 1000—2000 м. Этот факт наряду с незначительным распространением туфобрекчий, по-видимому, свидетельствует о трещинном типе излияний в пределах двух северных зон.

По условиям формирования породы, развитые в пределах первой зоны, являются образованиями типичной континентальной генетической ассоциации. Они представляют собой большей частью делювиально-пролювиальные выносы со склонов вулканов и скалоподобных приразломных уступов в мелководных бассейнах, занимавших узкие желобоподобные тектонические впадины. Излияния лав происходили как в наземных, так и в мелководных условиях. Туфы и туффиты, судя по их тонкой горизонтальной слоистости, представляют собой преимущественно бассейновые отложения. Для всей зоны характерны признаки исключительно большой сейсмичности в описанный интервал времени. Об этом свидетельствует не только большое распространение отложений типа селевых потоков, но также многочисленные следы подводного оползания и нептунические дайки.

Что касается двух других зон, то материала для суждения об условиях излияния эффузивов этого времени недостаточно. Редкие горизонты шаровых лав могут свидетельствовать о подводном излиянии в некоторые интервалы сариолийского времени. Верхние же горизонты этой толщи отчасти, возможно, формировались в наземных условиях, поскольку во многих разрезах они охвачены процессами древнего континентального выветривания.

Важно еще подчеркнуть, что описываемая вулканогенная толща в пределах первой зоны отделена от вышележащих толщ четким разрывом, местами угловыми несогласиями и корой выветривания; в двух других зонах этот перерыв выражен менее отчетливо и фиксируется не повсеместно; в некоторых разрезах (оз. Лежево) устанавливается постепенный переход от сариолийских вулканитов к вышележащим осадочным породам ятулия.

Третий параксизм карельского вулканизма фиксируется эффузивными покровами сегозерской серии Карелии и соответствующими им по возрасту вулканитами вторых вулканогенных толщ печенгской (верхнекуэтсарвинская подсвета) и имандра-варзугской (верхнесеидореченская подсвета) серий. Как видно на рис. 3, в, вулканиты этого времени образуют два изолированных участка — Карельский и Беломорско-Кольский.

В пределах первого участка, расположенного в осевой части Карельского массива, вулканиты часто устанавливаются в виде двух толщ покровов, разделенных горизонтом осадочных пород. Мощность нижней толщи колеблется в пределах 0—100 м, верхней — от 30 до 350 м. Максимальная мощность обеих толщ приурочивается к центру данного участка.

По строению обе толщи сходны. Для них характерно многопокровное строение. Покровы мощностью от нескольких до первых десятков метров сложены порфировидными и афанитовыми метадиабазами, часто сильно обогащенными магнетитом, которые переходят кверху в мандельштейны и затем в шаровые лавы. На границах некоторых покровов устанавливаются маломощные (десятки сантиметров, редко первые метры) прослои туфов и туффитов. Последние тонко-горизонтально-слоистые, иногда с трещинами усыхания. Наряду с основными эффузивами в резко подчиненном количестве встречаются андезитовые плагиопорфириты.

Судя по имеющимся данным, можно предполагать, что излияние происходило в мелководном периодически высыхающем бассейне из аппаратов трещинного типа с резко пониженной взрывной деятельностью; последние порции лавы сегозерского параксизма, по-видимому, изливались в наземных условиях и подвергались континентальному выветриванию.

В пределах второго участка вулканизм проявился более интенсивно. Мощность вулканогенной толщи колеблется здесь от 300—1700 м в Печенгской структуре до 2500—3000 м в Имандра-Варзугском синклинии. В строении толщи участвуют диабазовые эффузивы (метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны), слагающие нижнюю ее половину. Подчиненное значение имеют андезитовые плагиопорфириты, альбитофириты, ортофириты, туфолавы и лавобрекчии, приуроченные к средней и верхней частям толщи и переслаивающиеся с диабазовыми эффузивами. Небольшое развитие имеют диабазовые, альбитофиритовые и смешанные туфы и туфобрекчии. Редко встречаются туфоконгломераты. Существенно отметить, что эффузивы Кольско-Беломорского участка так же, как и Карельского, сильно обогащены магнетитом и обладают повышенной магнитной восприимчивостью.

В пределах этого участка излияния происходили в основном в подводных условиях. Об этом свидетельствуют шаровая отдельность эффузивов, спорадически наблюдаемая по всему разрезу, а также четкая горизонтальная слоистость туфов и туфобрекчий. Согласно Д. Д. Мирской (1966), излияния происходили в основном по трещинам и лишь кратковременно проявлялись взрывы центрального типа.

Наибольшее распространение в пределах восточной части Балтийского щита имеют вулканогенные толщи, образованные в течение четвертого карельского параксизма, знаменующего собой вторую половину онежского времени (см. рис. 3, г). Устанавливаются они в большинстве структурных карелид, охватывающих почти всю рассматриваемую территорию; отсутствуют лишь в западной части Карельского массива и в пределах Мурманского блока, что отчасти может быть объяснено последующим размывом. Между тем намечающееся уменьшение мощности вулканогенных толщ онежской серии в направлении к указанным структурам позволяет предполагать, что значительного распространения они здесь никогда не имели.

Из рис. 3, г видно, как вырисовывается обширный пояс вулканогенных пород, огибающий ядро Карельского массива, с мощностью толщ в пределах 500—1000 м. В Кольской зоне карелид мощность вулканогенной толщи онежской серии возрастает до 2000—2600 м. По составу, строению и условиям образования вулканогенные породы онежского цикла имеют много общего. Они представлены диабазовыми эффузивами (метадиабазами, афанитами, метапорфиритами, мандельштейнами) в переслаивании с туфами, туфобрекчиями и туфолавами. Резко подчиненное значение имеют пикритовые порфириты и пикритовые лавы, а также шаровые и глыбовые лавы того же состава. Еще меньшим распространением пользуются кислые эффузивы (Имандра-Варзугский синклиний, Онежская структура). Для этого времени характерны излияния трещинного и центрального типов, происходившие на большей части территории в подводных условиях.

Наконец, наиболее молодой — шестой параксизм карельского вулканизма фиксируется вулканитами верхней четвертой толщи печенгского комплекса. Стратиграфических аналогов этой толщи в других местах не установлено, хотя не исключено, что с нею сопоставляются некоторые горизонты «суйсарского комплекса» (в его широком понимании) и, может быть, некоторые верхние вулканогенные толщи имандра-варзугской серии.

Локальное развитие этой толщи не позволяет выяснить характер ее былого распространения. По мнению некоторых исследователей (Поляк и др., 1966), современная Печенгская площадь ее распространения соответствует первоначально ограниченной области вулканизма и фиксирует крупную вулканогенную депрессию с центральным типом излияний. Толща сложена «весьма свежими альбитизированными основными эффузивами: авгитовыми диабазами, их порфиритами, афанитами, частью мандельштейнами и меньше туфами, туфобрекчиями и туффитами. В незначительном количестве встречаются кварцевые кислые порфириды и их туфы и пикритовые порфириды» (Мирская, 1966). Мощность толщи до 1600 м.

Таким образом, анализ по циклам распространения и состава карельских вулканогенных пород подтверждает вывод о неравномерном дифференцированном развитии территории восточной части Балтийского щита. Намечающейся общей зональности карельского вулканизма соответствует зональность отдельных его этапов (сравним рис. 1 и 3). При этом устанавливается направленность увеличения площади вулканогенных пород во времени с «перезимом» в период третьего сегезерского цикла. В соответствии с этим вулканы третьего цикла могут быть рассмотрены либо как завершающие магматизм двух предыдущих циклов (соответствуя периоду некоторого спада вулканической активности территории), либо как фиксирующие начало нового, второго крупного многофазного этапа карельского вулканизма. Геохимические данные по вулканитам Карелии (Харитонов, 1966) находятся в соответствии со вторым положением, геохимическая эволюция печенгских образований свидетельствует больше в пользу первого предположения (Мирская, 1966). Причина такого несоответствия пока не ясна.

Рассматривая изменение состава вулканогенных пород во времени, необходимо отметить следующее. На протяжении всего карельского времени изливались породы преимущественно диабазового состава. Вулканы среднего и кислого состава имеют резко подчиненное распространение. Они встречаются по всему разрезу карельского комплекса, но наиболее типичны для нижних трех толщ, причем площадь их преобладающего развития как бы смещается во времени в направлении от Карельского массива на север. Для всех этих трех толщ характерна ассоциация основных эффузивов с кератофирами или им подобными породами (плагипорфиритами, альбитофирами, ортофирами). Две верхние толщи отличаются более основным составом эффузивных пород и незначительным развитием пикритовых порфиритов; среди них встречаются также кварцевые порфиры, имеющие узлокальное и подчиненное распространение.

В эффузивах всего разреза карельского комплекса развиты минеральные ассоциации, характерные для спилитов. Многие геологи (Елисеев, 1925; Мирская, 1966 и др.) склонны связывать эту особенность карельских вулканитов с их первичными условиями образования и, в частности, с обогащенностью лав летучими и щелочами. Анализ химического состава вулканитов карельского комплекса показал, что эффузивы первых трех толщ характеризуются параметрами, типичными для классических спилитов (Харитонов, 1966; Мирская, 1966). Что касается эффузивов двух верхних толщ, то в пределах Карелии они, согласно Л. Я. Харитонову, также близки к спилитам; в Печенгской структуре Кольско-Беломорской зоны вулканиты этих же двух толщ по составу соответствуют щелочноземельным (толеитовым) базальтам.

Таким образом, судя по имеющимся данным, для ранних этапов карельского магматизма характерно образование формации, сходной по составу со спилит-кератофировой, на поздних этапах возникли формации толеитовых базальтов, соседствующие на площади со спилит-диабазовыми.

Для первых характерна ассоциация с мономинеральными кластогенными породами (кварцитами и кварцевыми конгломератами), возникшими за счет размыва кор выветривания каолинового типа; в конце этого этапа в Кольско-Беломорской зоне начинается интенсивное накопление карбонатов. Базальты, фиксирующие конечный этап карельского вулканизма, ассоциируют с конгломерато-аркозо-карбонатными и песчано-сланцевыми формациями частью флишевого (ладожская серия, нижняя половина четвертой осадочной толщи печенгской серии) и молассового (верхняя сланцево-конгломератовая пачка четвертой осадочной толщи печенгской серии) облика. Следовательно, сводный вертикальный ряд осадочно-вулканогенных формаций карельского комплекса обнаруживает некоторое сходство с известными рядами формаций геосинклинальных циклов. Вместе с тем, как отмечал Л. Я. Харитонов (1966), имеются и различия, «не позволяющие их механически сравнивать с последокембрийскими складчатыми поясами».

Многие из затронутых в статье проблем не являются окончательно решенными и требуют дальнейшего целенаправленного изучения и критического рассмотрения. Исследование карельского вулканизма, несмотря на сравнительно большое количество посвященных ему работ, по сути дела только начато. Дальнейший всесторонний анализ его закономерностей (изучение литологии и петрохимических свойств вулканитов), несомненно, даст новый богатый материал, который позволит лучше понять геологическую историю Балтийского щита в докембрии и увеличить эффективность поисков различных полезных ископаемых. Территория восточной части Балтийского щита является весьма подходящей для решения ряда важнейших теоретических вопросов по осадочно-вулканогенному типу литогенеза в целом и докембрийскому вулканизму в частности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю. Б., Негруца В. З., Сусллова С. Н., Воинов А. С., Негруца Т. Ф. Стратиграфия докембрия восточной части Балтийского щита. В сб. «Стратиграфия и геохронология докембрия восточной части Балтийского щита». Тр. Ин-та геологии и геохронологии докембрия.
- Гилярова М. А. Спилиты Кончозерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ, 1941.
- Гилярова М. А. Кварцевые порфиры и кератофиры Центральной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 215, серия геол., вып. 8, 1957.
- Гилярова М. А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, № 268, серия геол., вып. 10, 1959.
- Гилярова М. А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Росс. минер. об-ва, вып. 1, 1928.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сусллова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.
- Загородный В. Г. Протерозойские вулканогенные комплексы Кольского полуострова. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы». Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудные месторождения. В кн. «Материалы по геологии России», т. VII, 1877.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Кайряк А. И., Хозов Р. А. Йотунийские образования Северо-Восточного Приладожья. Вестн. ЛГУ, № 12, 1967.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонекская диабазовая формация. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., т. 414, 1888.
- Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенгской серии. В кн. «Проблема осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. «Советская геология», 1963, № 7.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблема геологии Ятулия. В сб. «Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ 5—8 мая 1965 года». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 143, 1967.

Поляк Э. А., Турылева Л. В., Егорова Н. А. Печенгский осадочно-вулканогенный комплекс как вулканическое сооружение центрального типа. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы». Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.

Соколов В. А. О цикличном строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя Южной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.

Соколов В. А., Галдобина А. П., Рылеев А. В., Сацук Ю. И., Светов А. П., Хейсканен К. И. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.

Стенарь М. М. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера (Западная Карелия). В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Лен. геол. треста, вып. 17, 1938.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Недра», 1966.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., изд-во «Наука», 1964.

Шуркин К. А., Горлов И. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, М.—Л., 1962.

В. А. СОКОЛОВ, Л. П. ГАЛДОБИНА,  
А. В. РЫЛЕЕВ, А. П. СВЕТОВ, К. И. ХЕЙСКАНЕН

## О ВЛИЯНИИ ЯТУЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ

Вопрос о влиянии вулканизма на осадкообразование все более привлекает исследователей (Н. М. Страхов, Г. С. Дзоценидзе и др.). Причины этого убедительно проанализированы в монографии Г. С. Дзоценидзе (1965), который обобщил и систематизировал сведения по этому важному в теоретическом и практическом отношении вопросу. В работе (и в сводной статье редактора) справедливо обращается внимание на слабую изученность этого процесса в докембрийских осадочно-вулканогенных образованиях. Ниже делается попытка рассмотреть прямое влияние вулканизма на состав осадков на основе материалов, полученных при изучении ятулийских пород, и роль обломочного материала, полученного при разрушении ятулийских основных пород.

Установление прямого влияния ятулийского вулканизма на характер ятулийских осадков, даже сравнительно слабо метаморфизованных (в основном хлоритовая зона фации зеленых сланцев, по Н. А. Елисееву), представляется трудной задачей, так как вулканогенный материал в породах диагностируется с большим трудом. Поэтому исследования в основном проводились на материалах по горизонтам среднего ятулия Онежского и других типов разреза, часть которых синхронна по времени образования мощным лавовым излияниям в соседних районах. Теоретически в этом горизонте пород влияние вулканизма должно быть максимальным и способным противостоять натиску нормально-осадочного хода осадкообразования. А одной из особенностей ятулийского осадкообразования является преобладание в осадочном материале продуктов перемыва коры химического выветривания, реликты которой сохранились в основании нижнего и верхнего ятулия (Соколов, Хейсканен, 1966).

Для выявления возможной генетической связи глинистых сланцев среднего ятулия из Онежского типа разреза с разными типами пород (и процессов) были подвергнуты сравнительному статистическому анализу химические составы: среднеятулийских основных пород (группа I в табл. 1), туфосланцев среднего ятулия (II), глинистых сланцев среднего ятулия «Онежского типа» (III), глинистых сланцев среднего ятулия «Сегозерского типа» из горизонтов, подстилающих основные эффузивы (IV), сланцев верхнего ятулия (V), сланцев нижнего ятулия (VI) и базальных сланцев (коры химического выветривания) (VII). Средние содержания и оценки дисперсий окислов рассматриваемых групп приведены в табл. 1, в последних столбцах которой показаны содержания валового железа и логарифм отношения  $K_2O$  к  $Na_2O$ , увеличенный на единицу (логарифмирование обусловлено законом распределения отношений, увеличение на единицу избавляет от отрицательных величин) \*.

\* Математическая обработка материалов для данной статьи выполнена К. И. Хейсканеном.



## Характеристики распределения породообразующих окислов

Группа	Количество наблюдений		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
I	22	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{47,1}{18,53}$	$\frac{1,10}{0,09}$	$\frac{14,66}{1,38}$	$\frac{11,32}{8,82}$	$\frac{11,32}{8,82}$	$\frac{0,15}{0,0015}$
II	7	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{39,17}{37,25}$	$\frac{0,96}{0,18}$	$\frac{15,05}{9,02}$	$\frac{10,21}{18,31}$	$\frac{3,30}{2,24}$	$\frac{0,10}{0,004}$
III	20	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{41,94}{79,38}$	$\frac{0,44}{0,024}$	$\frac{10,24}{10,70}$	$\frac{5,11}{3,66}$	$\frac{0,07}{0,33}$	$\frac{0,23}{1,02}$
IV	7	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{59,46}{7,89}$	$\frac{0,64}{0,131}$	$\frac{18,91}{2,41}$	$\frac{5,99}{4,25}$	$\frac{0,45}{0,0003}$	$\frac{0,034}{0,0028}$
V	21	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{57,72}{36,07}$	$\frac{0,72}{0,091}$	$\frac{17,48}{5,54}$	$\frac{6,32}{3,01}$	$\frac{0,42}{0,117}$	$\frac{0,05}{0,113}$
VI	14	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{63,49}{42,24}$	$\frac{0,77}{0,072}$	$\frac{17,49}{17,61}$	$\frac{4,54}{2,69}$	$\frac{0,27}{0,014}$	$\frac{0,02}{0,0007}$
VII	17	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{65,27}{19,72}$	$\frac{0,41}{0,065}$	$\frac{17,12}{2,84}$	$\frac{1,81}{0,496}$	$\frac{0,62}{0,116}$	$\frac{0,03}{0,0003}$

Группа	Количество наблюдений		MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	$\lg \left( \frac{K_2O}{Na_2O} \right) + 1$
I	22	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{7,69}{5,81}$	$\frac{5,44}{5,42}$	$\frac{3,68}{2,33}$	$\frac{0,87}{0,609}$	$\frac{15,02}{31,57}$	$\frac{0,22}{0,32}$
II	7	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{12,13}{23,60}$	$\frac{6,31}{16,65}$	$\frac{2,08}{4,05}$	$\frac{1,80}{3,26}$	$\frac{13,23}{10,10}$	$\frac{1,06}{0,70}$
III	20	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{16,51}{31,23}$	$\frac{7,77}{35,33}$	$\frac{0,17}{0,94}$	$\frac{2,18}{2,02}$	$\frac{5,18}{3,50}$	$\frac{1,93}{0,21}$
IV	7	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{2,66}{0,22}$	$\frac{0,60}{0,34}$	$\frac{0,18}{0,01}$	$\frac{7,70}{0,40}$	$\frac{7,29}{12,79}$	$\frac{2,66}{0,05}$
V	21	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{3,27}{1,52}$	$\frac{2,03}{5,55}$	$\frac{0,14}{0,0013}$	$\frac{6,38}{2,09}$	$\frac{6,53}{9,88}$	$\frac{2,58}{0,08}$
VI	14	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{2,70}{0,21}$	$\frac{0,25}{0,06}$	$\frac{0,14}{0,002}$	$\frac{6,31}{3,51}$	$\frac{5,29}{3,81}$	$\frac{2,39}{0,58}$
VII	17	$\bar{X}$ S <sup>2</sup>	$\frac{2,63}{0,91}$	$\frac{1,47}{1,78}$	$\frac{0,62}{0,57}$	$\frac{5,58}{0,78}$	$\frac{2,43}{0,61}$	$\frac{2,15}{0,21}$

Примечание.  $\bar{X}$  — среднее содержание (вес. %); S<sup>2</sup> — несмещенная оценка дисперсии.

В анализируемых группах пород представлены, с одной стороны, породы, эндогенная природа вещества которых доказана (группы I и II), с другой стороны, группа пород, генетически связанных с корой выветривания (группы IV, V, VI, VII), т. е. экзогенные породы. Задача анализа сводилась к установлению взаимоотношений III группы пород с остальными.

В терминах математической статистики это означает необходимость сравнения параметров функций распределения составов различных групп пород, что в предположении нормального распределения и диагональности ковариационных матриц равносильно проверке равенства средних и дисперсий отдельных окислов в сравниваемых группах. По-

Результаты проверки гипотезы о равенстве средних  
и дисперсий группы III с остальными

Окислы		Группа					
		I—III	II—III	IV—III	V—III	VI—III	VII—III
SiO <sub>2</sub>	<i>t</i>	2,36	0,91	<u>7,76</u>	<u>6,63</u>	<u>8,16</u>	<u>8,16</u>
	<i>f</i>	<u>4,28</u>	2,13	<u>10,06</u>	2,20	1,88	<u>4,02</u>
TiO <sub>2</sub>	<i>t</i>	<u>9,04</u>	<u>3,17</u>	1,42	<u>3,41</u>	<u>4,18</u>	0,42
	<i>f</i>	<u>3,75</u>	<u>7,50</u>	5,46	<u>3,79</u>	3,00	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<i>t</i>	<u>5,74</u>	<u>3,59</u>	<u>9,22</u>	<u>8,13</u>	<u>5,41</u>	<u>8,19</u>
	<i>f</i>	<u>7,75</u>	1,19	<u>4,44</u>	1,93	1,64	<u>3,77</u>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<i>t</i>	<u>7,86</u>	<u>3,05</u>	0,99	2,12	0,93	<u>7,17</u>
	<i>f</i>	2,41	5,00	1,16	1,22	1,36	<u>7,38</u>
FeO	<i>t</i>	<u>16,64</u>	<u>5,66</u>	<u>2,95</u>	2,36	1,53	<u>3,62</u>
	<i>f</i>	<u>26,73</u>	<u>6,79</u>	<u>11,00</u>	2,82	<u>23,57</u>	2,84
MnO	<i>t</i>	0,35	0,56	0,86	0,71	1,91	0,88
	<i>f</i>	<u>68,00</u>	<u>255,0</u>	<u>364,3</u>	<u>9,03</u>	<u>14,57</u>	<u>3400</u>
MgO	<i>t</i>	<u>6,53</u>	1,97	<u>10,99</u>	<u>10,34</u>	<u>11,05</u>	<u>10,93</u>
	<i>f</i>	<u>5,37</u>	1,32	<u>141,9</u>	<u>20,55</u>	<u>2082</u>	<u>34,31</u>
CaO	<i>t</i>	1,63	0,71	5,31	4,03	<u>5,65</u>	4,60
	<i>f</i>	<u>6,52</u>	2,12	<u>103,9</u>	<u>6,36</u>	<u>588,8</u>	<u>19,85</u>
Na <sub>2</sub> O	<i>t</i>	<u>8,98</u>	2,42	0,05	0,14	0,14	1,58
	<i>f</i>	2,48	4,31	<u>94,00</u>	<u>723,1</u>	<u>470,0</u>	1,65
K <sub>2</sub> O	<i>t</i>	<u>3,65</u>	0,51	<u>13,90</u>	<u>9,39</u>	7,00	<u>8,88</u>
	<i>f</i>	<u>3,32</u>	1,61	<u>5,05</u>	1,03	1,74	2,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	<i>t</i>	<u>7,75</u>	<u>6,33</u>	1,49	1,71	0,16	<u>5,99</u>
	<i>f</i>	<u>9,02</u>	2,88	3,65	2,82	1,09	5,74
$\lg \left( \frac{K_2O}{Na_2O} \right) + 1$	<i>t</i>	<u>11,03</u>	2,62	<u>5,61</u>	<u>5,51</u>	2,03	1,49
	<i>f</i>	1,60	3,50	<u>4,00</u>	2,50	<u>2,90</u>	1,05

Примечание. Выделенные цифры превышают 10-кратный уровень значимости соответствующего критерия.

*t* — критерий Стьюдента; *f* — дисперсионное отношение.

следнее осуществлялось с помощью критерия Стьюдента (*t*) и дисперсионного отношения (*f*) Фишера (Смирнов, Дуин-Барковский, 1959).

Результаты применения критериев приведены в табл. 2. Из нее следует, что из 24 величин, характеризующих различия между II и III группами, значимыми являются только 8, тогда как для III и IV групп — 16. Из этого можно сделать вывод, что сланцы III группы по своему химическому составу ближе к туфосланцам, чем к сланцам других групп. Это положение может быть усилено проверкой многомерной гипотезы о равенстве векторов средних содержаний окислов группы III с другими группами, которая при предположении диагональных ковариационных матриц сводится к вычислению сумм квадратов нормированных разностей средних по всем окислам для каждой пары групп, т. е. сумм квадратов величин, вычисленных при применении критерия Стьюдента.

I — III	II — III	IV — III	V — III	VI — III	VII — III
598	76	500	344	320	421

Из приведенных данных видно, что центры распределений составов II и III групп наиболее близки, хотя все полученные величины свидетельствуют о высоко значимых расхождениях (по  $X^2$ ). Однако расхождение между II и III группами намного меньше, чем наименьшее из других пар.

VI — III

$$\frac{\sum f^2 \text{VI — III}}{\sum f^2 \text{II — III}} = \frac{320}{76} = 4,21,$$

что находится между 1%-ным и 2,5%-ным уровнями  $F$ -распределения с  $\nu_1 = 10$  и  $\nu_2 = 10$  степенями свободы.

Математический анализ, таким образом, показывает большую близость вещественного состава III группы к туфосланцам, что может говорить о значительном влиянии вулканизма на состав этих пород. Действительно, по  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\lg \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} + 1$ , т. е. по половине всех характеристик расхождения между II и III группами на 1%-ном уровне незначимы, тогда как между III и IV группами значимы. Наблюдающиеся расхождения между II и III группами по  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  и соединениям железа, по-видимому, больше свидетельствуют о сложности миграции и преобразованиях вулканогенного материала в процессе седиментогенеза, нежели об отсутствии последнего в составе пород III группы.

На основе проведенного анализа можно с большей уверенностью диагностировать примесь хлоритового материала в сланцах III группы, которые описаны\* в составе туфово-глинистой ассоциации как пирокластовый материал. Этим доказывается влияние вулканизма на осадко-накопление.

Для установления качественных особенностей влияния вулканизма на ятулийское осадконакопление существенное значение имеет количество щелочей в осадках. Если в лавах и интрузивных габбро-диабазам четко устанавливается преобладание Na над K, то в туфах и смешанных породах заметно увеличивается содержание K. Увеличение, как правило, пропорционально степени переработки материала гипергенными процессами и количеству тонкой терригенной примеси. Поэтому отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  является важным качественным показателем для суждения о влиянии ятулийского вулканизма на осадкообразование.

В табл. 1 показаны эти отношения в разных группах пород. Здесь хорошо видно, что отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  в основных породах лавовой фации, туфогенных породах, силицитах, в сланцах туфово-глинистой ассоциации и кремнистых доломитов в кремнисто-карбонатной ассоциации различаются между собой значительно меньше, чем в группе разновозрастных глинистых сланцев, что собственно было подтверждено и статистическим анализом (см. табл. 1 и 2).

В числе химических элементов этого состава осадочных пород ятулия, распределение которых, по-видимому, в значительной степени определялось ятулийским вулканизмом, мы рассмотрим  $\text{SiO}_2$ , P, Fe, Cu, V.

**Кремнезем.** При изучении разрезов ятулийских отложений было отмечено, что кремнезем встречается в виде обломочных зерен кварца (песчаники, кварциты, песчаные кварцевые карбонатные породы и т. д.) или в виде тонко- или скрытокристаллических скоплений (желваки и прослои в карбонатных породах, прослои среди песчаников и т. д.) кремневидного или яшмовидного облика. При этом была установ-

\* См. статью «Фации ятулийского вулканического комплекса» в настоящем сборнике.

лена и стратиграфическая приуроченность кремнистых скоплений второго типа, являющихся хемогенными осадками, к верхней половине среднего ятулия. Это нашло отражение в выделении соответствующих пачек (кремнисто-доломитовой и др.) в составе среднего ятулия Онежского типа разреза (Соколов, 1963). Тот факт, что кремнистые обособления наиболее широко развиты лишь в горизонтах, синхронных времени образования с мощными излияниями основных лав, послужил первым сигналом для предположения об их генетическом родстве. Проведенное затем предварительное изучение состава силицитов из полостей в мандельштейнах, из прослоев среди туфов и карбонатных пород показало их литологическое сходство и близость химического состава. Все это дало основание считать кремнистые скопления среди карбонатных и других пород хемогенными образованиями, генетически связанными с вулканитами.

**Фосфор.** При изучении состава кремнистых образований среди карбонатных пород кремнисто-карбонатной ассоциации в некоторых из них были описаны мелкие кристаллы апатита (Соколов, 1963). Химическими анализами в небольших количествах (десятые и сотые доли процента) фосфор был обнаружен и в породах других ассоциаций (туфово-глинистой, гематито-глинистой и др.).

**Железо.** В туфовых и хемогенно-вулканогенных образованиях, непосредственно связанных с лавовой фацией, отмечалось, что здесь среди силицитов присутствует значительное количество железа (Fe — валовое, 7—15%). Среди туфов были также описаны маломощные гематитовые прослои. Пространственная связь этих пород с лавами давала право приписывать железу эндогенную природу. Математический статистический анализ показал, что в породах туфово-глинистой ассоциации количество железа значительно понижается. Однако скопления его обнаруживаются в осадках этого же бассейна (гематито-глинистая ассоциация), образовавшихся в условиях осушения дна бассейна, т. е. в палеогеографических условиях, которые, по мнению Н. М. Страхова, могут способствовать рудным накоплениям железа.

Сульфиды меди и других металлов известны в районе г. Медвежьегорская и генетически связаны с фумарольно-сульфатарной деятельностью. Здесь на руднике «Воронов Бор», среди гравелитов и песчаников среднего ятулия, залегающих между лавами нижнего и среднего ятулия, содержится обильная халькопирит-борнит-халькозиновая вкрапленность, парагенетическая связь которой с вулканической деятельностью подтверждается пока только гипотетически.

**Бор.** В среднеятулийском вулканическом аппарате у пос. Гирвас были описаны зоны интенсивной турмалинизации (Светов, Голубев, 1967), приуроченные к трубке взрыва.

Новообразованный турмалин в виде кристаллов короткопризматической или длинностолбчатой формы был встречен в отложениях туфово-глинистой и кремнисто-карбонатной ассоциации в виде скоплений или отдельных кристалликов. Обильное содержание турмалина аналогичного облика обнаружено в песчаниках верхнего ятулия. Преимущественным развитием пользуется магнезиально-железистый турмалин, соответствующий 58—60% шерловой молекулы с соотношением магния и железа как 2:3. Как правило, турмалин устанавливается в породах с карбонатно-кремнистым веществом. Поскольку выпадение бора и кристаллизация турмалина происходили в осадках, образующихся одновременно с лавовыми излияниями, можно предположить генетическую связь бора с вулканизмом.

Заканчивая краткое описание отдельных элементов, для которых имеются какие-либо характеристики, указывающие на их генетическую связь с вулканизмом, мы не можем не признать, что изучение этих связей в докембрии находится еще в начальной стадии. Но вместе с этим

приведенные отрывочные материалы свидетельствуют о прямом влиянии ятулийского вулканизма на состав осадков. Изучение геохимии вулканических соединений в докембрии, путей их миграции и условий аккумуляции — важная задача для комплексных исследований.

Косвенное влияние вулканизма на ятулийское осадкообразование — это разрушение ятулийских вулканических пород, переыв и осаждение продуктов в ятулийских седиментационных областях.

Обломки вулканических пород в составе конгломератов или гравелитов описаны в основании среднего и верхнего ятулия, где осадочные породы ложатся на покровы основных пород. При этом устанавливается, что крупные обломки основных пород сохраняются редко и располагаются в прослоях, залегающих непосредственно на основных эффузивах. Форма обломков остроугольная. Значительно шире распространен мелкообломочный перетертый материал основных эффузивов в составе цемента песчаников и гравелитов, представленный хлорит-карбонат-серицитовым агрегатом с обильной рудной вкрапленностью. Изучение состава акцессорных минералов из нижне-, средне- и верхнеятулийских отложений показало, что среди средне- и верхнеятулийских пород, перекрывающих основные эффузивы, возрастает относительное количество зерен рутила, апатита, лейкоксена, ильменита, магнетита, сфена, циркона, турмалина, появляются в большом количестве амфибол, эпидот, цоизит, малахит. Все перечисленные минералы характерны для подстилающих основных эффузивов и образовались при их разрушении.

В осадках верхнего ятулия, следовавшего за наиболее длительным периодом разрушения основных пород, интересны минеральные новообразования. Так, в цементе песчаников и гравелитов района восточного берега оз. Сегозера встречены конвертообразные кристаллы сфена, количество которого достигает в породе иногда 15—20%. В осадках районов южного берега Сегозера и Елмозера наблюдалось обилие тончайших иголок новообразованного турмалина, нередко нацело наполняющих пространство между обломочными зернами. Зоны новообразований сфена и турмалина разграничены по площади.

Для пород верхнего ятулия (первой пачки) характерно также большое содержание гематита. Природа гематита, видимо, первично-осадочная. Но появление прослоев гематито-глинистых сланцев в определенной части разреза позволяет говорить о связи с его разрушением основных пород, содержащих много разных минералов, в состав которых входит Fe. Таким образом, основные породы, разрушаясь, поступают в осадок как непосредственно в виде обломочного материала, так и в результате перехода в водный раствор целого ряда элементов и последующем их осаждении при благоприятных физико-химических условиях среды.

Заканчивая краткое изложение некоторых материалов, свидетельствующих об активном влиянии ятулийского вулканизма на состав и характер ятулийского осадкообразования, мы еще раз подчеркиваем теоретическую и практическую значимость этого вопроса для докембрия.

#### ЛИТЕРАТУРА

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

Светов А. И., Голубев А. И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.

Соколов В. А., Хейсканен К. И. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, 1966.

Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз, 1964.

Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. Карельск. фил. АН СССР, М.—Л., 1963.

## ЭВОЛЮЦИЯ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРАХ КАРЕЛИИ

В раннепротерозойскую эпоху территория Карелии отчетливо подразделялась на ряд структурно-формационных зон (Харитонов, 1966; Чернов, 1966). По представлению некоторых исследователей (Богданов и др., 1966), выделяются три такие зоны, обладающие специфическими чертами осадконакопления и вулканизма (рис. 1). Особенности проявления этих процессов в разных зонах можно проиллюстрировать на примере анализа разрезов наиболее хорошо изученных структур. Для восточной (Пебозерской) зоны таким разрезом является разрез северо-восточного крыла Лехтинской структуры (район Пебозера), в центральной (Бергаульской) зоне — это разрез района б. рудника «Бергаул»; разрезы Большезерско-Хедозерской и Костомукшской структур наиболее полно характеризуют условия накопления толщ в западной (Гимольско-Костомукшской) зоне.

В составе нижнего протерозоя К. О. Кратц (1963) выделяет образования лопского и сумского отделов. По мнению некоторых геологов, породы сумского отдела являются среднепротерозойскими (Негрюца, 1967; Богданов и Воинов, 1967; Богданов и др., 1967; Перевозчикова, 1967). В противоположность представлению К. О. Кратца, выделяющего в лопском отделе одну серию (гимольскую, бергаульскую и др.), мы считаем необходимым и возможным разделять отложения этого отдела на две серии, нижняя из которых названа тикшеозерской и впервые выделена Л. Я. Харитоновым, верхняя — пебозерской (ее аналоги — парандовская, бергаульская, гимольская). На рис. 2 показаны расчленение и сопоставление разрезов названных выше структур.

К тикшеозерской серии, по нашему мнению, относятся биотитовые, двуслюдяные и другие гнейсы хутора Половина (район Пебозера; рис. 2, IV), содержащие в переменном количестве гранат, ставролит и кианит, лежащие в их основании полимиктовые конгломераты из Гангаз-лампи (Богданов и др., 1968) и завершающие разрез серии маломощные гори-

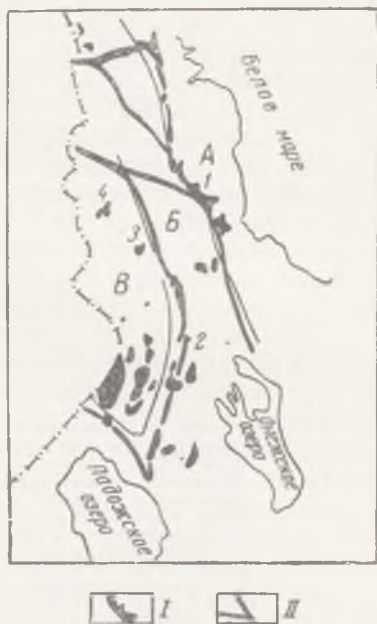


Рис. 1. Расположение нижнепротерозойских структур и структурно-формационных зон на территории Карелии. Структурно-формационные зоны: А — восточная (Тикшеозерско-Пебозерская); Б — центральная (Бергаульская); В — западная (Костомукшско-Гимольская). I — районы развития нижнепротерозойских образований; II — глубинные разломы. 1 — восточное крыло Лехтинской структуры, Пебозеро; 2 — Бергаул; 3 — Хедозеро-Большезеро; 4 — Костомукша

зоны амфиболитов. В разрезе Большезерско-Хедозерской структуры к этой серии отнесены подобные породы, описанные М. М. Стенарем (1964) в районе озер Хедозеро — Карниз и включенные им в состав нижней (гнейсовой) толщи (см. рис. 2, II).

Для образований тикшеозерской серии характерна отчетливо выраженная параллельная горизонтальная слоистость, часто ритмичная, и

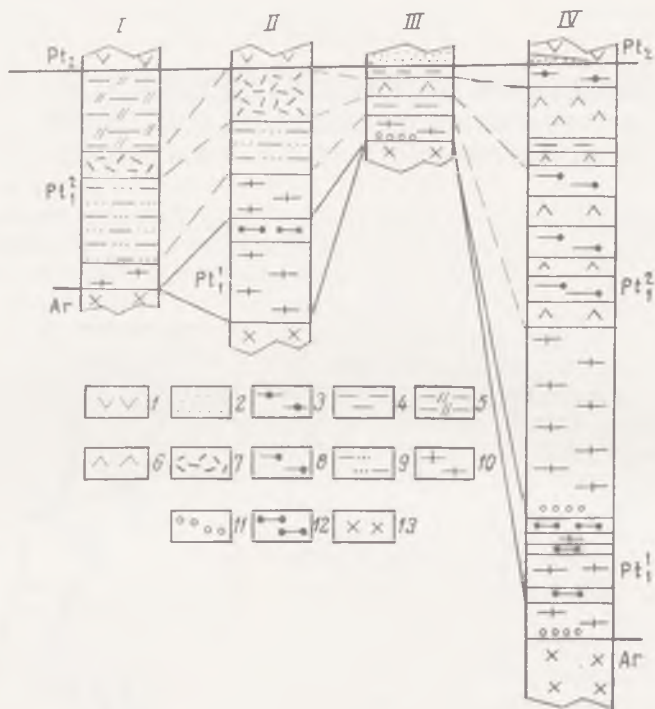


Рис. 2. Сопоставление разрезов нижнего протерозоя Карелии

Структуры: I — Костомукшская, II — Большезерско-Хедозерская, III — северо-восточное крыло Лехтинской структуры (Пебозеро), IV — Бергаульская, IV — северо-восточное крыло Лехтинской структуры (Пебозеро). 1 — метадиабазы; 2 — кварциты, 3 — параамфиболиты, амфиболовые парагнейсы с магнетитом; 4 — филлитовидные, графитистые кварц-сланцевые сланцы с сульфидами, частью кератофиры; 5 — железистые кварциты и кислые эффузивы и их туфы; 6 — ортоамфиболиты; 7 — геллефлинты, лептиты; 8 — параамфиболиты с анкеритом или гранатом, редко биотитовые кварциты и сланцы; карбонатные породы; 9 — параамфиболиты, кварц-биотитовые туфосланцы, железистые кварциты и карбонатные сланцы; 10 — гнейсы биотитовые иногда с гранатом; 11 — полимиктовые конгломераты; 12 — гнейсы с кyanитом и (или) ставролитом, биотитовые иногда двуслюдяные с гранатом; 13 — гранитоиды Карельского массива или гнейсы беломорской формации

нижних частях разреза слоистость развита значительно слабее; изредка наблюдается косая слоистость потокового или прибрежно-морского типа (Богданов и др., 1968). В строении серии в районе Пебозера отчетливо выделяются три крупных ритма, каждый из которых начинается биотитовыми гнейсами и венчается гнейсами и сланцами, содержащими кyanит и (или) ставролит.

В пебозерской серии и ее аналогах уверенно выделяются две свиты: нижняя — осадочная и верхняя — эффузивно-осадочная. В состав первой из них включены биотитовые гнейсы и плагиосланцы Пебозера (см. рис. 2, IV), названные Л. Я. Харитоновым «гнейсами карелид» и включающие в свой состав маломощные линзы конгломератов.

В разрезе Бергаула (см. рис. 2, III) осадочная свита сложена гнейсами и конгломератами, начинающими разрез протерозоя в этом районе (Харитонов, 1966; Руденко, 1968).

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы района Большозера (гнейсовая толща, по М. П. Стенарю) и биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы нижней толщи из разреза Костомукши (Чернов, 1964) также относятся к образованиям осадочной свиты (см. рис. 2, I—II).

Все вышележащие породы включены в состав эффузивно-осадочной свиты (Богданов и др., 1967).

Сопоставление толщ в пределах эффузивно-осадочной свиты вызывает определенные трудности, связанные с неодинаковой степенью изученности разрезов и различиями в составе слагающих их толщ. В качестве маркирующего горизонта, при внутренней корреляции толщ эффузивно-осадочной свиты, можно использовать вулканогенные образования, занимающие в разрезах определенное положение. В этом случае породам межозерской свиты гимольской серии (Чернов, Стенарь, 1961; Чернов, 1964) будут отвечать по крайней мере часть пород гнейсо-лептитовой толщи Большозерско-Хедозерской структуры, вулканогенные породы Бергаула и, вероятно, образования II ритма пезозерской серии из разреза Пезозера (см. рис. 2, IV), сложенного на 60—65% основными метаэффузивами.

Вулканогенный горизонт перекрыт толщей осадочных пород, в составе которой в разрезе Пезозера выделяются туфы и туффиты основных эффузивов, представленные амфиболовыми сланцами и гнейсами, горизонтальнослоистыми, в редких случаях с косою слоистостью прибрежно-морского типа, гранатовыми, реже анкеритовыми параамфиболитами, обогащенными магнетитом и амфиболовыми гнейсами.

Филлитовидные, кварц-мусковитовые графитистые сланцы с сульфидными рудами и частично кератофиры и альбитофиры залегают на вулканогенном горизонте в разрезе рудника «Бергаул» (см. рис. 2, III).

В разрезе Костомукши аналогичное положение занимают породы кадиозерской свиты, представленные железистыми кварцитами и кварц-слюдяными сланцами по туфам кислых эффузивов (Чернов, 1964). В разрезе Большозера этот горизонт неизвестен.

В районе Костомукши породы эффузивно-осадочной свиты, подстилающие вулканы межозерской свиты, представлены (снизу вверх) параамфиболитами и кварц-биотитовыми сланцами по туфам кислых эффузивов нижней толщи, метатуфами и железистыми кварцитами костомукшской свиты, в средней и верхней частях разреза которой наблюдается прослой карбонатных сланцев (Чернов, 1964). В районе Большозерско-Хедозерской структуры разновозрастными породами являются, вероятно, слюдяные амфиболовые, иногда гранат-амфиболовые сланцы с маломощными прослоями магнетитовых кварцитов и биотит-альбит-кварцевые сланцы районов Большозера и Тикшеозера, описанные М. М. Стенарем (1964) в составе нижней (гнейсовой) толщи.

Аналогичные породы Бергаула представлены пара- и ортоамфиболитами, переслаивающимися друг с другом слюдяными сланцами и линзой карбонатных пород.

В разрезе Пезозера аналогичные толщ сложены (см. рис. 2, IV) биотитовыми кварцитами и слюдяными (иногда с гранатом) сланцами, переслаивающимися друг с другом, параамфиболитами (очень часто с гранатом), анкеритовыми параамфиболитами (пользующимися наибольшим распространением в средней и верхней частях разреза этой толщи). Все перечисленные породы содержат прослой амфиболовых сланцев и амфиболитов по основным эффузивам и их туфам (Богданов, Воинов, 1967).

Для осадочных пород описываемых толщ типична параллельная горизонтальная ритмичная слоистость.

Осадочные породы тикшеозерской серии сложены в значительной мере псаммитовыми аркозовыми отложениями (рис. 3, а), составляющими 70—80% от общей мощности разреза и содержащими в районе



Побозера грубообломочные породы (7%), пелитовыми, глинистыми и песчано-глинистыми толщами (20—27%) и незначительным горизонтом основных метаэффузивов и их туфов (Богданов и др., 1966; Богданов, Воинов, 1967).

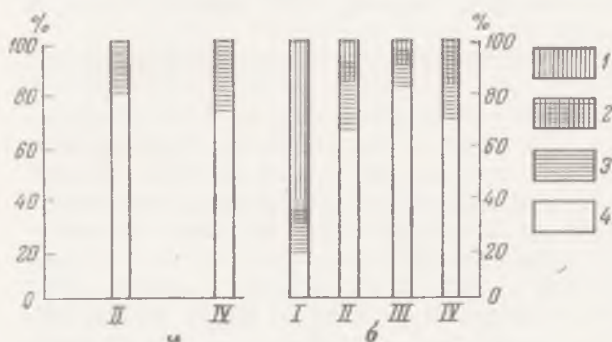


Рис. 3. Мощности различных типов осадков к общей мощности разрезов

*a* — для тикшеозерской серии; *б* — для побозерской серии. Разрезы: *I* — Костомукши, *II* — Большозера-Хедозера, *III* — Бергаула, *IV* — Побозера. *1* — хемогенные, кремнисто-железистые осадки; *2* — глинисто-карбонатные и карбонатные отложения; *3* — пелиты; *4* — псаммиты

разреза), наименьшая роль их в разрезе Костомукши (Чернов, 1964) — 20% (см. рис. 3, б). На рис. 4 приводится сравнение мощностей этих толщ. Наибольшей мощности эти толщи достигают в разрезах Большозера и Побозера, наименьшей — в разрезе Костомукши.

Среди осадочных пород верхней свиты наименьшим распространением пользуются псаммитовые осадки, переслаивающиеся с пелитами и слагающие нижнюю часть разреза этой свиты (за исключением разреза Бергаула, где они известны в его верхах). Ввиду незначительного распространения псаммиты верхней свиты объединены с псаммитовыми толщами нижней свиты. Более типичны пелитовые (глинистые, частью песчано-глинистые) толщи, распространенные главным образом в нижних (реже в средних) частях разреза этой свиты (Богданов, Воинов, 1967; Руденко, 1968; Чернов, 1964; Стенарь, 1964).

Глинисто-мергелистые отложения переслаиваются с метапелитами, роль последних уменьшается вверх по разрезам. Здесь же наблюдаются хемогенные карбонатные породы, образующие прослой от 0,5 см до первых метров (редко). Эти отложения наиболее широко развиты в пределах восточной зоны (см. рис. 2, IV) и известны в разрезе рудника «Бергаул» (Богданов, Воинов, 1967; Харитонов, 1960; Руденко, 1968).

В районе Большозера и Костомукши глинисто-мергелистые отложения развиты меньше. В пределах Костомукши они представлены главным образом песчано-глинисто-карбонатными осадками, наблюдаемыми в верхней части разреза нижней толщи и среди пород костомукшской

Толщи нижней (осадочной) свиты побозерской серии представлены псаммитовыми метаморфизованными осадками — аркозами, содержащими в разрезах Побозера и Бергаула незначительные пласти грубообломочных отложений (Богданов, Воинов, 1967; Руденко, 1968). Наибольшее значение эти отложения приобретают в разрезе Бергаула (до 80% от мощности

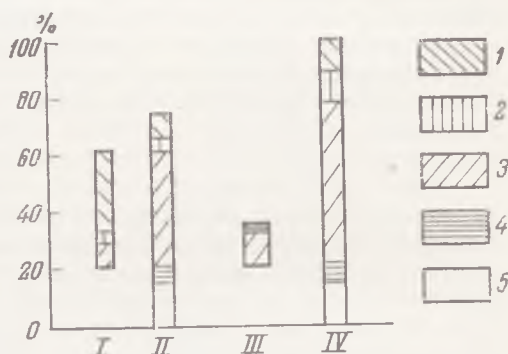


Рис. 4. Мощности различных типов осадков нижнего протерозоя по разрезам серий (за 100% принята общая мощность осадков района Побозера)

*1* — глинисто-карбонатные, карбонатные и кремнисто-железистые осадки; *2* — пелиты побозерской серии; *3* — псаммиты побозерской серии; *4* — пелиты тикшеозерской серии; *5* — псаммиты тикшеозерской серии. Разрезы: *I* — Костомукши, *II* — Большозера — Хедозера, *III* — Бергаула, *IV* — Побозера

свиты (Чернов, 1964). В этих двух структурах наибольшего развития достигают хемогенные кремнисто-железистые и кремнисто-глинисто-железистые отложения, слагающие большую часть разреза костомукшской и значительную часть разреза кадиозерской свит (Чернов, 1964). Известны они также и в разрезе Большозерско-Хедозерской структуры (Чернов, 1964; Стенарь, 1964). Распределение хемогенных железисто-кремнистых и глинисто-карбонатных толщ в рассматриваемых разрезах и их мощности в сравнении с мощностью этих отложений в разрезе Пезозера показаны на рис. 3, б и 4.

Вулканогенные породы широко развиты среди пород пезозерской серии. Из рис. 5 видно, что наибольшая часть разреза сложена этими

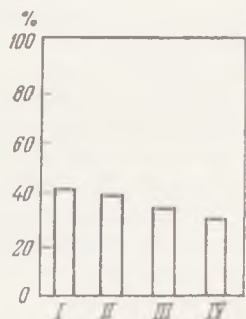


Рис. 5. Мощности вулканитов в разрезе пезозерской серии в отдельных структурах

Разрезы: I — Костомукши, II — Большозера—Хедозера, III — Бергаула, IV — Пезозера

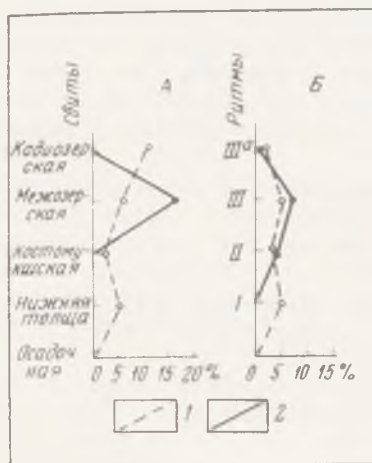


Рис. 6. Характер распределения вулканитов (по мощностям) в разрезе пезозерской и гимольской серий Костомукши (А) и Пезозера (Б), мощность которых принята за 100%

1 — туфы и туффиты; 2 — эффузивы

породами в Костомукшской и Большозерско-Хедозерской структурах, наименьшая их доля приходится на разрез Пезозера.

В западной зоне вулканогенные породы представлены метаморфизованными кислыми и средними эффузивами (Чернов, 1964; Стенарь, 1964)\*. В разрезе Бергаула (центральная зона) многими авторами отмечаются наряду с основными кислые и средние эффузивы и (или) их туфы; в восточной зоне (Пезозера) известны только метаморфизованные основные эффузивы и их туфы.

Распространение вулканитов по разрезу пезозерской и равных ей серий можно рассмотреть на примере наиболее полных и изученных разрезов Костомукши и Пезозера (западная и восточная зоны). На рис. 6, Б показано распределение туфов и эффузивов в процентах к общей мощности пород пезозерской (гимольской) серии каждого разреза. Характер распределения вулканитов очень сходен в обоих разрезах. Максимум вулканитов (и эффузивов) наблюдается на поздних этапах формирования пород гимольской и пезозерской серий (межозерская свита и III ритм) и отвечает эпохе накопления наиболее глубоководных хемогенных карбонатных (и глинисто-карбонатных) и железисто-кремнистых отложений.

Для реконструкции ряда первичных особенностей пород и условий их образования был использован ряд геохимических параметров, полу-

\* Отложения большозерской серии отнесены нами к среднему протерозою (Негрукца, 1967; Богданов и др., 1966, 1967).

ченных на основе данных о содержании некоторых петрогенных элементов в 100 анализах метаморфизованных осадочных пород из рассматриваемых выше структур.

На рис. 7 помещены диаграммы составов пород, построенные по числовым характеристикам П. Ниггли по методу, предложенному А. Си-

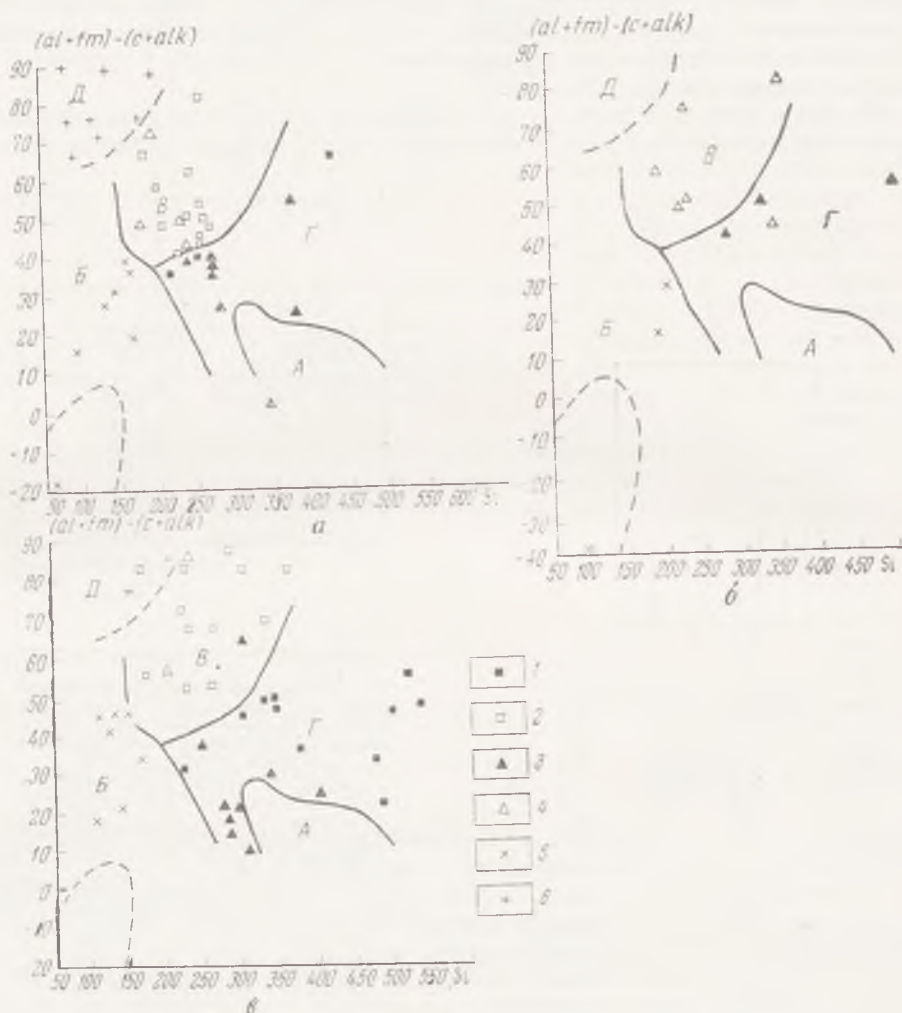


Рис. 7. Диаграмма  $(al+fm)-(c+alk)$  для пород тикшеозерской и парандовской (и равных ей) серий различных структурно-формационных зон

Зоны: а — западная, б — центральная, в — восточная. Тикшеозерская серия: 1 — псаммиты, 2 — пелиты; пезозерская серия: 3 — псаммиты, 4 — пелиты, 5 — глинисто-мергелистые и карбонатные отложения, 6 — хемогенные железосодержащие отложения

моненом (Simonen, 1953). Графики на рис. 8 отражают поведение ряда дополнительных параметров и впервые использованы для глубокометаморфизованных пород докембрия В. П. Петровым и А. А. Предовским (Петров и Предовский, 1967; Предовский и др., 1967).

Начиная с нижнего протерозоя в разрезах метаосадочных пород все большую роль играют дифференцированные отложения. Из диаграмм, приведенных на рис. 7, видно, что роль дифференцированных отложений увеличивается от тикшеозерских к пезозерским осадкам.

Гнейсовые образования низов тикшеозерской серии отчетливо группируются в поле метасаммитов и отвечают по составу аркозовым осадкам (см. рис. 7, поля А и В). Степень дифференциации этих отложений в различных зонах примерно одинакова. Глиноземистые сланцы и гней-

сы локализуются в поле высокодифференцированных глинистых и песчано-глинистых осадков.

Более сложная картина наблюдается в породах пезозерской и равных ей серий. Гнейсовые толщи осадочной свиты также ложатся в поле метапсаммитов, но в сравнении с гнейсами тикшеозерской серии являются менее дифференцированными образованиями. Некоторое исключение представляют гнейсы осадочной свиты из центральной зоны (Бергаула), которые более дифференцированы.

Наибольшее разнообразие по составу установлено среди метаосадочных пород эффузивно-осадочной свиты, группирующихся в пределах четырех полей на диаграмме (см. рис. 7). В поле *В* попадают песчано-глинистые и глинистые отложения; глинистые и глинисто-мергелистые осадки, известные в пределах всех трех зон, находятся в пределах поля *Б*. Хемогенные кремнисто-железистые отложения наиболее характерны для западной зоны; они обособляются в самостоятельное поле *Д*, в пределы которого частично попадают и глинисто-железистые и глинисто-карбонатно-железистые отложения восточной зоны. Аналогичные анализы для пород центральной зоны неизвестны.

Степень дифференциации и выветривания осадочного материала наиболее ясно отражает отношение  $Al_2O_3/SiO_2$  (рис. 8). Естественно, что максимальные значения этого параметра характерны для высокоглиноземистых метаосадков, тикшеозерской серии и метапелитовых отложений пезозерской серии; пониженные значения этого параметра наблюдаются в метапсаммитовых образованиях и толщах, обогащенных карбонатным материалом.

Как видно из рис. 8, характер распределения  $Al_2O_3/SiO_2$  по разрезу для всех трех зон одинаков. Исключение представляет незначительная величина этого отношения в хемогенных железистых осадках западной зоны, что отражает различия в условиях осадконакопления в ее пределах в это время. В восточной и центральной зонах в этот период происходит накопление глинистых, глинисто-мергелистых осадков (частично песчано-глинистых), в западной — хемогенных железисто-кремнистых образований.

Очень выразительны изменения в разрезе нижнепротерозойских образований Карелии значения коэффициента  $t$  (см. рис. 8). Метапсаммитовые и метапелитовые осадки тикшеозерской и пезозерской (бергаульской и гимольской) серий характеризуются положительными значениями  $t$ , причем значение его в породах тикшеозерской серии несколько выше, чем в пезозерской, что отражает большую степень дифференциации тикшеозерских осадков. Глинисто-мергелистые и хемогенные отложения верхней части разреза пезозерской серии, (как видно из графика (см. рис. 8), недосыщены глиноземом. Исключение представляет график для центральной зоны. Особенности в распределении коэффициента  $t$ , возможно, объясняются тем, что в анализы метапелитовых толщ Бергаула могли быть включены туфогенные породы. Расхождения в значении коэффициента характерны для пород, венчающих разрез нижнего протерозоя Карелии. Связано это с особенностями седиментации в различных зонах. В западной зоне в это время, как отмечалось выше, происходит накопление хемогенных железисто-кремнистых осадков, содержащих в некотором количестве глинистый материал; в центральной зоне, как это видно по отношению  $Al_2O_3/SiO_2$ , в это время накапливаются песчаноглинистые дифференцированные отложения (сланцевые сланцы). Глинисто-карбонатные (частично туфогенные) образования отлагались в это время в пределах восточной зоны.

Коэффициент  $f = fm \cdot F$ , где  $F = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ , отражает степень обогащения пород железом. На рис. 8 наблюдается полное сходство в характере графика для всех трех зон. На нем четко выделяется

уровень обогащения пород железом, связанный с верхней частью разреза пезозерской, бергаульской и гимольской серий. Несколько повышенными значениями этого коэффициента характеризуются также и метapelиты нижнего протерозоя.

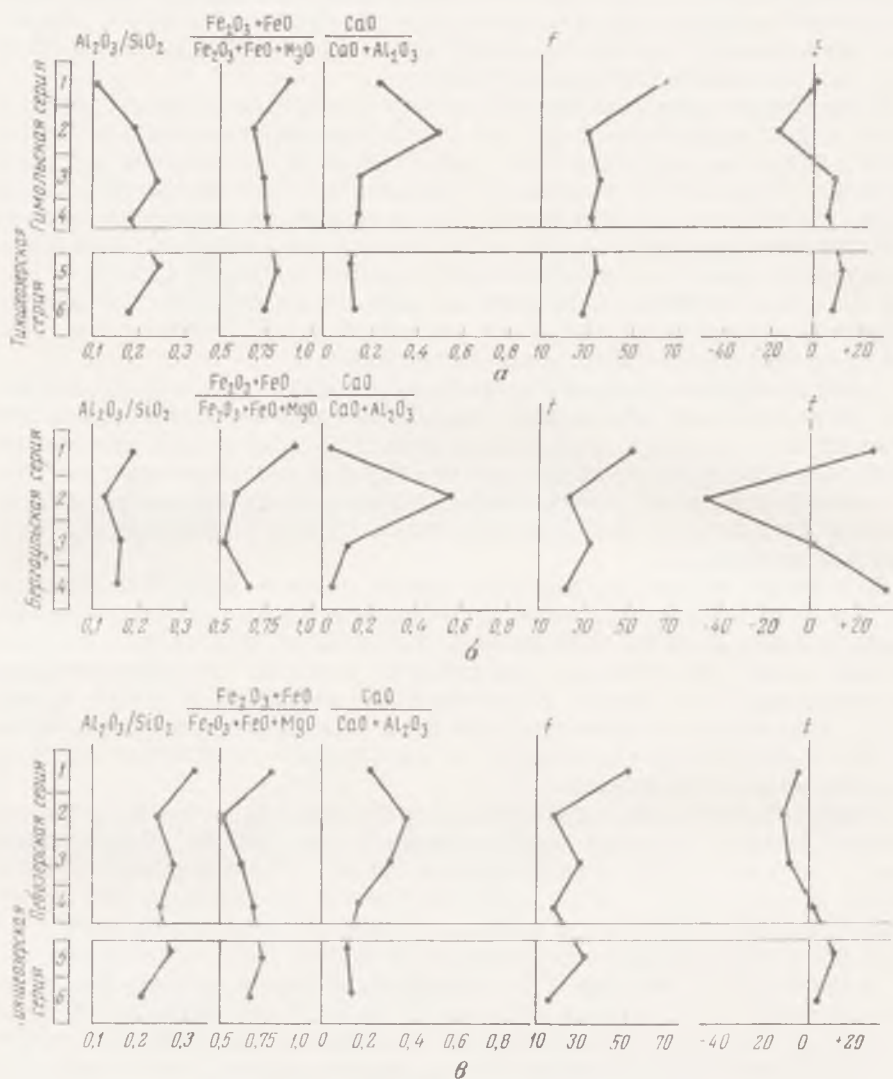


Рис. 8. Распределение некоторых геохимических параметров по разрезам тикшеозерской и пезозерской (бергаульская, гимольская) серий в различных структурно-формационных зонах

Зоны: а — западная, б — центральная, в — восточная. Пезозерская серия: 1 — железосодержащие отложения; 2 — глинисто-мергелистые и карбонатные отложения; 3 — пелитовые осадки; 4 — псаммитовые осадки; тикшеозерская серия: 5 — пелитовые осадки; 6 — псаммитовые осадки

В западной зоне в это время идет накопление хемогенных окисных кремнисто-железистых осадков, менее характерны для пород этого района сульфидные руды (Чернов, 1964, 1966). Для пород центральной зоны (Бергаульской) наиболее типичны сульфидные руды, связанные с филлитовидными (углистыми) и кварц-серицитовыми сланцами (Чернов, 1966).

В восточной зоне в это время отлагались железисто-кремнисто-глинистые осадки с примесью карбонатного материала, в меньшей степени железисто-кремнистые отложения, представленные в настоящее время

тонкослоистыми, без явных признаков обломочных структур, параамфиболитами пезозерского типа (Богданов, Воинов, 1967).

Собственно карбонатные породы разреза нижнего протерозоя Карелии пользуются незначительным распространением. О степени обогащения пород карбонатным материалом можно судить по коэффициенту  $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{MgO}$ . Как видно из рис. 8, намечается один стратиграфический уровень в средней части разреза пезозерской, бергаульской и гимольской серий, предшествующий горизонту, обогащенному железом, который характеризуется максимальным значением этого коэффициента и в котором наблюдаются маломощные прослои и отдельные линзы доломитов — анкеритов.

Рассмотренные особенности строения разрезов и химического состава метаморфизованных осадочных пород нижнего протерозоя Карелии подтверждают проводимое К. О. Кратцем (1955, 1963) сопоставление гимольской, бергаульской и парандовской серий и отнесение их к нижнему протерозою. В то же время подтверждается справедливость выделения в составе нижнего протерозоя пород тикшеозерской серии, начинающих его разрез (Богданов, Воинов, 1967).

Анализ разрезов и особенностей химического состава осадочных толщ нижнего протерозоя свидетельствует о их высокой дифференциации и позволяет предполагать формирование их в условиях интенсивного проявления процессов химического выветривания (формирование кор химического выветривания площадного типа) и указывает на эволюционный характер развития осадконакопления и вулканизма в эту эпоху.

В. М. Черновым (1964) показана парагенетическая связь толщ, содержащих железо, и вулканогенных пород. Физико-химические условия, связанные с вулканической деятельностью, видимо, способствовали накоплению железа в осадке. Региональный характер повышенных концентраций железа в верхах нижнепротерозойских отложений связан, вероятно, с интенсивным химическим выветриванием разрушавшихся пород. Проведенный анализ показывает, что максимальное накопление железа и проявление вулканизма происходили в поздние этапы развития территории в нижнем протерозое и связаны с периодом максимальной трансгрессии.

Приведенные материалы позволяют прийти к выводу о связи процессов вулканизма и осадконакопления с тектоникой. Наибольшие мощности осадочных пород и вулканитов характерны для подвижных зон (Пезозеро, Большозеро). В то же время наибольшая роль вулканитов в строении разрезов типична для структур стабильных участков (Бергаул, Костомукша).

Подвижные участки пространственно тесно связаны с глубинными разломами, разделяющими структурно-формационные зоны. Движения вдоль этих разломов нашли свое отражение в формировании ритмично-слоистых толщ и вулканизме. Различия в составе вулканитов могут быть связаны с глубиной заложения разломов.

Рассмотренные материалы отчетливо свидетельствуют о гетерогенном строении территории Карелии (Харитонов, 1963, 1966), проявившемся уже к началу нижнего протерозоя и выразившемся в формировании в нижнем протерозое трех структурно-формационных зон.

Отличительной особенностью восточной (Тикшеозерско-Пезозерской) зоны является широкое развитие пород гнейсовой (высокоглиноземистой) терригенной формации, возникшей в прибрежно-морских условиях (Демидов, 1960; Богданов, Воинов, 1963), и вулканогенной спилитовой формации.

Для центральной (Бергаульской) зоны породы гнейсовой формации менее характерны, наиболее широким распространением пользуются образования вулканогенной (спилит-кератофировой), колчеданной, реже кремнисто-железистой формаций (Чернов, 1966). По мнению Л. Я. Ха-

ритонова (1962), накопление колчеданных ряд связано главным образом с процессом седиментации, протекавшим в мелководных, лагунных бассейнах.

В пределах западной (Гимольской) зоны толщи гнейсовой формации развиты неравномерно, в основном в пределах Большозерско-Хедозерской структуры.

Наиболее распространены образования терригенно-вулканической и вулканической (лептитовой) железисто-кремнистых формаций (Чернов, 1964, 1966).

## ЛИТЕРАТУРА

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Суханов В. А., Харитонов Л. Я. О структурном соотношении карельской и беломорской формаций в Кемском районе восточной Карелии. Докл. АН СССР, т. 156, № 3, 1964.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Региональный метаморфизм докембрийских толщ юго-восточной части Балтийского щита. В сб. «Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы». Тезисы докл. Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Петров В. П., Предовский А. А. Некоторые особенности литологии и химизма метаморфизованных осадочных пород восточной части Балтийского щита. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1966.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии. В сб. «Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ 5—8 мая 1965 года». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 143, Л., 1967.

Богданов Ю. Б., Негруца В. З., Сулова С. Н., Воинов А. С., Негруца Т. Ф. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита. В сб. «Стратиграфия и абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита». Тезисы докл. Л., 1967.

Богданов Ю. Б., Негруца В. З., Воинов А. С., Казак А. П. Глубокометаморфизованные конгломераты восточной Карелии. «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 2.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Химизм и условия образования архейских и протерозойских метаморфических осадочных толщ восточной Карелии. Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 3, вып. 4, 1968.

Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД, вып. 16, 1963.

Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблема геологии ятулия. В сб. «Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ 5—8 мая 1965 года», нов. серия, т. 143, Л., 1967.

Перевозчикова В. А. Стратиграфия и основные дискуссионные проблемы геохронологии допалеозоя восточной части Балтийского щита. В сб. «Стратиграфия и абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита», Л., 1967.

Петров В. П., Предовский А. А. Некоторые особенности химизма сланцев и гнейсов ладожской серии протерозоя в Северном Приладожье. В сб. «Материалы по геологии Северо-Запада СССР», 1967.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. М.—Л., изд-во «Наука», 1967.

Руденко В. Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., № 2, вып. 3, 1968.

Стенарь М. М. Геология карельских образований зоны Хедозеро — Большозеро — Кимасозеро (Западная Карелия). Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук, 1964.

Харитонов Л. Я. О геологии карельских образований Карелии. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР». Л., Гостехиздат, 1962.

Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид Карелии. «Советская геология», 1963, № 3.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Недра», 1966.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М., изд-во «Наука», 1964.

Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofenides early archaic supracrustal rocks in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., vol. 60, 1963.

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД  
ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ  
ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ  
И УСЛОВИЯ ИХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Одной из насущных задач современной геологии докембрия является изучение парагенетических метаморфических комплексов пород с целью выделения геологических формаций и выявления специфики седиментации и тектонического развития в древнейшие эпохи истории земной коры.

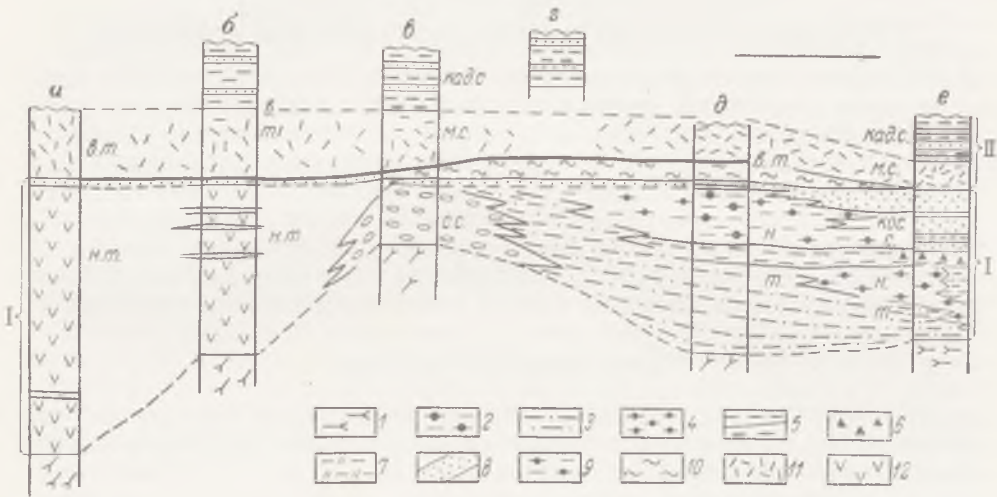


Рис. 1. Сопоставление стратиграфических разрезов гимольской серии

1 — гнейсо-граниты архея; 2 — конгломераты и туфо-конгломераты; 3 — биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы, сланцы со ставролитом; 4 — параамфиболиты и амфиболовые парасланцы; 5 — туфо-сланцы; 6 — туфобрекчии; 7 — кварц-биотитовые графитистые сланцы и талько-хлоритовые сланцы; 8 — железистые кварциты; 9 — слоистые амфиболсодержащие сланцы с прослоями кварцево-биотитовых сланцев, ставролитовых и гранат-ставролитовых гнейсов; 10 — мусковит-серицит-кварцевые сланцы и кварцитовидные породы с линзами кварцевых конгломератов; 11 — лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, геллефдинты, кварц-биотитовые сланцы межозерской свиты; 12 — амфиболовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся по основным эффузивам и их туфам; а — Мангьинский район; б — Совдзерский район; в — Гимольский район; г — Тумбарченский район; д — Хелозерско-Большозерский район; е — Костомукшский район; I—II — циклы седиментации; н. т. — нижняя толща, в. т. — верхняя толща; кад.с. — кадиозерская свита; м.с. — межозерская свита; кос.с. — костомукшская свита; с.с. — суккозерская свита

В настоящее время многие исследователи пришли к выводу, что даже в глубоко-метаморфизованных толщах докембрия часто сохраняются первично-осадочные или вулканические текстурные, структурные признаки и химический состав исходных осадков, по которым можно восстановить природу вещества, за счет которого образовались метаморфические породы.

На основе тщательного литолого-петрографического изучения реликтовых первичных текстур и структур, минерального состава, особенностей метаморфизма и химизма метаморфических пород железисто-кремнистых формаций Карелии для многих из них удалось определить



генетическую природу, что позволило перейти как к парагенетическому анализу, так и к реконструкциям палеофациальных и палеотектонических условий их седиментации.

В нижнем протерозое Карелии в настоящее время выделяются три вулканогенные железисто-кремнистые формации, относящиеся к лептитовому и спилито-диабазовому рядам (Чернов, 1964, 1966). Эти формации залегают в гимольской серии, которая образует крупную Западно-Карельскую структурно-фациальную зону, входящую в состав ранних карелид Карелии.

Детальный литолого-стратиграфический анализ показал, что гимольская серия сложена метаморфизованными осадочными и вулканическими породами двух крупных циклов седиментации (рис. 1).

В первый цикл осадконакопления происходило формирование осадков терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации и сменяющей ее по простиранию в юго-восточной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации.

Во второй цикл была сформирована вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация\*.

### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД СЛАНЦЕВО-ЛЕПТИТОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ

Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация слагает нижнюю часть гимольской серии и по объему соответствует образованиям первого цикла седиментации этой серии. Она залегают на архейских гранитах и гнейсо-гранитах, отделяясь от последних базальными конгломератами, и развита преимущественно в северо-западной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны (Костомукшский, Большозерский, Гимольский железорудные районы). По составу и строению в этой формации выделяются три типа разрезов, которые, по терминологии И. В. Хворовой (1961), могут быть названы градациями.

#### Костомукшская градация

Костомукшская градация сложена следующими последовательно сменяющимися друг друга в разрезе и по латерали парагенетическими ассоциациями пород (снизу вверх):

- 1) терригенно-сланцевой;
- 2) туфово-агломератовой;
- 3) туфово-сланцевой;
- 4) сланцево-железисто-кварцитовый;
- 5) железисто-кварцитовый.

1. Терригенно-сланцевая парагенетическая ассоциация пород входит в состав нижней толщи гимольской серии Костомукшского района. Главными ее членами являются амфиболовые парасланцы и параамфиболиты, большая часть которых образовалась в результате метаморфизма слоистых мергелистых осадков, местами обогащенных железом. Второстепенными членами этой ассоциации пород являются мусковитовые аркозы, кварциты, кварц-мусковитовые сланцы и биотитовые гнейсы, которые слагают нижнюю часть ассоциации, налегая на архейские гнейсо-граниты. В верхней части ассоциации пород появляются маломощные прослои кварц-биотитовых туфосланцев, чередующихся с амфиболовыми парасланцами. Мощность ассоциации 300—400 м.

\* Ранее формациям гимольской серии были даны местные названия. Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация была выделена под названием терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации, а леппито-порфировая железисто-кремнистая формация называлась вулканической железисто-кремнистой (Чернов, 1964, 1966).

Распределение пород в терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации по стратиграфическому разрезу связано с изменением палеофациальной обстановки формирования ее осадков.

Терригенные осадки, налегающие на гнейсо-граниты фундамента, отлагались, вероятно, в прибрежной зоне трансгрессирующего моря и образовались за счет разрушения допротерозойских пород. Отложение мергелистых осадков свидетельствует об удаленности питающих обломочным материалом провинций и углублении морского бассейна.

Появление прослоев туфогенных кварц-биотитовых сланцев в мергелистых осадках обязано вулканизму, который впервые начинает проявляться в конце формирования осадков терригенно-сланцевой парагенетической ассоциации пород.

2. Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород смеяет в разрезе вышерассмотренную парагенетическую ассоциацию. Она сложена главным образом туфобрекчиями, состоящими из обломков кварц-биотитовых туфосланцев, реже плагиопорфиритов, скрепленных более слюдистым цементом. В верхних частях ассоциации встречаются пласты кварц-биотитовых туфосланцев, переслаивающиеся с туфобрекчиями. Нижние части ассоциации сложены плохо отсортированными туфобрекчиями. Вверх по разрезу сортировка обломочного материала значительно улучшается. Здесь часто встречаются горизонтально наслоенные пачки, нередко с хорошо выраженной асимметрично-ритмичной стратификацией. В нижних частях пачек залегают обычно крупно- или среднеобломочные туфобрекчии, которые постепенно переходят в мелкообломочные туфобрекчии или в кварц-биотитовые туфосланцы.

Среди туфово-агломератовой ассоциации пород выделяется несколько разновидностей, которые приурочены к определенным стратиграфическим уровням горизонта туфобрекчий.

Наиболее широко распространенная разновидность ассоциации залегает в низах горизонта туфобрекчий и туфосланцев и представлена исключительно туфобрекчиями с плохо сортированным обломочным материалом. Вторая разновидность слагает среднюю часть горизонта туфобрекчий. Она сложена стратифицированными туфобрекчиями, в которых крупная слоистость образована чередованием пластов, отличающихся величиной обломков и различным количественным соотношением обломочного материала и цемента. Мощность ритмичных пачек обычно составляет 1,5—6 м. Третья разновидность ассоциации пород, развитая в верхней части горизонта туфобрекчий, имеет еще более четкое ритмично-асимметричное строение. Здесь в ее составе появляются кварц-биотитовые туфосланцы, слагающие верхние части седиментационных ритмов.

Рассматриваемая туфово-агломератовая ассоциация пород образовалась в результате отложения продуктов вулканической деятельности. Известно, что при вулканизме вблизи кратеров отлагаются несортированные брекчии, которые в некотором удалении от очага вулканизма сменяются слоистыми туфами. Изменение характера стратификации туфово-агломератовой ассоциации пород во времени (по стратиграфическому разрезу) от несортированных накоплений туфобрекчий до ритмично-асимметрично-слоистых может свидетельствовать о том, что в начальные этапы формирования горизонта туфобрекчий и туфосланцев седиментация происходила в непосредственной близости от активно действующего кратера вулкана (несортированные туфобрекчии). Ритмично-асимметричное строение пачек вулканических пород, вероятно, обязано своим происхождением потокам, возникавшим на склонах подводных вулканов при вулканических взрывах и землетрясениях. Такой механизм образования приписывается И. В. Хворовой и М. Н. Ильинской (1963) для ритмично-асимметричной стратификации туффито-туфовых ассоциаций Южного Урала, очень похожих по своему строению

на туфово-агломеративную ассоциацию Костомукшского района Карелии.

3. Туфово-сланцевая парагенетическая ассоциация пород сменяет в стратиграфическом разрезе туфово-агломератовую парагенетическую ассоциацию и отличается от последней тем, что в ее составе наряду с вулканическими породами (туфосланцы) большое место занимают типичные первично-осадочные породы, представленные графитистыми кварц-биотитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, обогащенными часто сульфидами.

В зависимости от набора пород в этой ассоциации выделяется несколько разновидностей, строение которых можно представить следующими схемами:

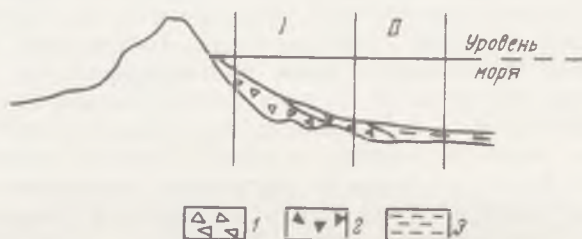


Рис. 2. Схема палеофациальных условий осадконакопления туфово-агломератовой (I) и туфово-сланцевой (II) парагенетических ассоциаций пород

1 — крупнообломочные несортированные туфобрекчии; 2 — сортированные мелкообломочные туфобрекчии с прослоями кварц-биотитовых туфосланцев; 3 — кварц-биотитовые туфосланцы с прослоями графитистых кварц-биотитовых и кварц-серицитовых сланцев

Кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями туфобрекчий → кварцево-биотитовые туфосланцы с прослоями графитистых кварцево-биотитовых сланцев → кварцево-серицитовые сланцы.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-серицитовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами).

Кварцево-биотитовые туфосланцы → биотито-карбонатные сланцы.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-серицитовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами) → биотито-карбонатные сланцы.

Приведенное выше хорошо иллюстрирует ритмичную направленность в строении туфово-сланцевой парагенетической ассоциации, которая заключается в том, что литологические типы пород, входящие в состав парагенетических сообществ, образуют закономерные ряды, построенные по одной схеме. Вначале отлагались кислые туфы, которые местами чередовались с прослоями мелкообломочных туфобрекчий. Во времени туфы сменялись песчано-глинистым материалом (кварц-серицитовые сланцы). Каждый седиментационный ритм завершался формированием песчано-глинистых осадков, обогащенных углеродистым веществом и сульфидами железа, или биотит-карбонатными сланцами. Концентрация сульфидов наблюдается исключительно в кварц-серицитовых или графитистых кварц-биотитовых сланцах и достигает 3—10% от веса породы. Переслаивание пиритсодержащих сланцев с туфами свидетельствует о генетической связи сульфидного оруденения с вулканической деятельностью. Эта генетическая особенность сульфидного оруденения отмечалась ранее (Чернов, 1959, 1964, 1966) при рассмотрении железистых фаций протерозоя Карелии.

Вероятные соотношения туфово-сланцевой и туфово-агломератовой парагенетических ассоциаций пород в пространстве приводятся на рис. 2, из которого видно, что в непосредственной близости от вулканического очага формировались несортированные туфобрекчии, а у подножия вулкана формировались сортированные туфобрекчии. Еще в

большем удалении отлагалась туфово-агломератовая ассоциация пород с преобладанием туфов, которая по латерали замещалась туфово-сланцевой парагенетической ассоциацией пород.

Значительное распространение в рассматриваемой ассоциации графитистых пиритсодержащих сланцев обязано восстановительным геохимическим условиям седиментации и диагенеза, которые создавались, видимо, вулканическими эманациями.

4. Сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород характеризуется широким развитием железистых кварцитов, закономерно переслаивающихся со сланцами, среди которых преобладают кварц-серицитовые, графитистые кварцево-биотитовые, биотито-карбонатные и талько-хлоритовые петрографические разности. Ритмично построенные пачки пород имеют мощности от 1—2 до 120 м и протяженность по простиранию от сотен метров до 15 км.

По набору в ритмах выделяется несколько разновидностей этой ассоциации, строение которых может быть представлено следующими рядами (вверх по ритмам):

Биотито-карбонатные сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → магнетито-биотитовые или магнетито-грюнеритовые полосчатые кварциты.

Графитистые кварцево-биотитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов → биотито-грюнеритовые кварциты.

Графитистые кварцево-биотитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов → биотито-грюнеритовые кварциты → магнетито-грюнеритовые кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы (с сульфидами) → железистые кварциты.

Судя по незначительному распространению туфогенных сланцев (последняя, 4-я разновидность), можно предполагать, что формирование пород этой парагенетической ассоциации происходило под влиянием вулканизма, но в значительном удалении от вулканических очагов. Геохимическая обстановка отложения и диагенеза осадков была постоянной. Осадки, послужившие образованию графитистых кварц-биотитовых сланцев, залегающих в нижних частях ритмов, отлагались в условиях восстановительной обстановки. Во времени они сменялись железисто-кремнистыми, в которых железо в первичных минералах было связано в закисной форме. Эти осадки формировались, вероятно, в условиях нейтральной или слабо восстановительной геохимической обстановки. Впоследствии за счет их образовались амфиболовые и биотитовые разности железистых кварцитов. Нейтральная среда менялась на окислительную, в условиях которой протекали накопление и диагенез железисто-кремнистых осадков, превращенных метаморфизмом в магнетитовые разности кварцитов верхних частей седиментационных ритмов.

Неоднократное повторение в разрезах гимольской серии ритмично построенных пачек пород, каждая из которых представляет собой парагенетически связанную и закономерно построенную ассоциацию, свидетельствует о периодичности вулканической деятельности, которая составляла эксплозивный материал и продукты эманаций, обогащенные железом, серой и кремнекислотой. В прямой связи с периодичностью вулканизма находилось и изменение геохимической среды осадконакопления, что наглядно отражается в изменении состава железистых минералов и коэффициента окисления от подошвы к кровле седиментационных ритмов.

В тех случаях, когда осадконакопление протекало в более удаленных участках бассейна седиментации, чем формирование пород сланцево-железисто-кварцовой парагенетической ассоциации, возникала своеобразная элементарная парагенетическая ассоциация, которую можно отнести к железисто-кварцовой.

5. Железисто-кварцитовая элементарная парагенетическая ассоциация пород состоит исключительно из железистых кварцитов, различа-

ющихся содержанием магнетита и соответственно коэффициентами окисления и железистости. Эти железистые кварциты группируются в закономерные построенные ритмы мощностью от 1—2 и до 25—30 м (рис. 3).

В нижних частях «рудных» ритмов обычно залегают железистые кварциты с содержанием магнетита 5—15%. От подошвы пласта количество магнетита постепенно увеличивается и достигает в кровле 35—50%.

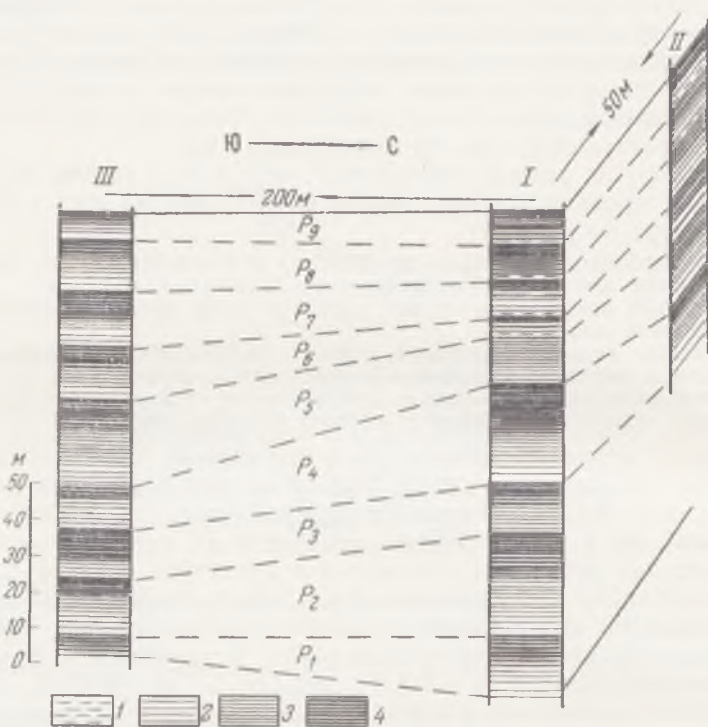


Рис. 3. Характер ритмичного строения железисто-кварцевой парагнетической ассоциации пород

1 — биотит-карбонатные сланцы; 2 — безрудные железистые кварциты; 3 — железистые кварциты со средними и бедными содержаниями магнетита (18—25%); 4 — магнетитовые кварциты с богатыми содержаниями магнетита (больше 30%)

В основании нового ритма количество магнетита резко снижается до 5—15%, а затем снова постепенно возрастает.

Таковыми ритмично построенными пластами железистых кварцитов сложены рудные пачки средней и верхней подбит костомукшской свиты. Местами в основании «рудных» ритмов отмечаются маломощные прослои биотит-карбонатных сланцев, которые имеют невыдержанное залегание и часто замещаются железистыми кварцитами.

Происхождение ритмичности железисто-кварцевой ассоциации пород принципиально не отличается от образования ритмичности сланцево-железисто-кварцевой ассоциации. По существу каждый «рудный» ритм представляет собой сокращенный (редуцированный) ритм сланцево-железисто-кварцевой ассоциации, в которой нижние части сложены сланцами. Эта литологическая особенность железисто-кварцевой ассоциации пород свидетельствует о том, что седиментация ее осадков происходила в удаленных от вулканических очагов частях бассейна, куда не проникал пирокластический и терригенный материал, что способствовало осаждению и накоплению коллоидов кремнекислоты и железа.

Анализ мощностей пород костомукшской свиты на Костомукшском месторождении показал, что наиболее благоприятной фациальной обстановкой формирования осадков железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород были глубоководные впадины со спокойным гидродинамическим режимом. Глубина впадин относительно рельефа морского дна, вероятно, достигала 200—300 м при длине по длинной оси 2—2,5 км. Они являлись своеобразными «ловушками» коллоидальных частиц кремнекислоты и железа, поставляемых вулканическими очагами. Схема фациальных соотношений рассмотренных парагенетических ассоциаций пород показана на рис. 4.

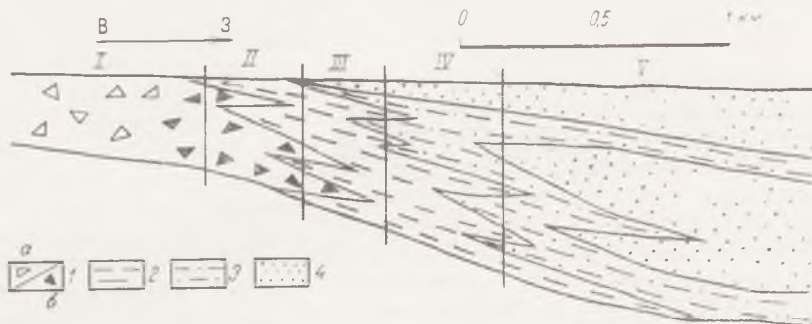


Рис. 4. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород Костомукшской грации терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации

1 — туфобрекчи крупнообломочные (а) и мелкообломочные (б); 2 — кварц-биотитовые туфосланцы; 3 — кварц-биотитовые, кварц-серцитовые графитистые сланцы с сульфидами; 4 — железистые кварциты. I—II — туфо-агломератовая парагенетическая ассоциация пород; III—IV — туфо-сланцево-железисто-кварцевая парагенетическая ассоциация пород; V — сланцево-железисто-кварцевая парагенетическая ассоциация пород

### Большозерская грация

В Большозерской грации, расположенной в 80 км юго-восточнее Костомукшской, парагенезисы пород и фациальные условия осадконакопления резко меняются.

В этой части формации широко развиты метаморфизованные песчано-глинистые и песчаные осадки. Кислые туфогенные породы и железистые кварциты здесь встречаются редко и приурочены к верхней части формации.

Литолого-стратиграфическое изучение Большозерской грации позволяет в ее составе выделить две парагенетические ассоциации пород: 1) гнейсо-сланцевую (терригенную); 2) железисто-кварцевую гнейсо-сланцевую (туфогенную).

1. Главными членами гнейсо-сланцевой (терригенной) парагенетической ассоциации пород являются биотитовые, гранато-биотитовые, ставролитовые, гранато-ставролитовые гнейсы и разнообразные сланцы. Эти породы объединяет общая генетическая особенность, заключающаяся в том, что они образовались за счет метаморфизма (в условиях амфиболитовой фации) алюмосиликатных псаммитовых и пелитовых осадков, представлявших собой глинистые, песчано-глинистые, песчаные и гравелитовые отложения.

В качестве второстепенных членов в этой ассоциации пород наблюдаются туфогенные хлорит-биотитовые сланцы и маломощные прослои железистых кварцитов. Эта парагенетическая ассоциация пород наиболее широко распространена в западном крыле Большозерской синклинали, где она слагает нижнюю толщу гимольской серии и налегает на гнейсо-граниты архья.

2. Железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) парагенетическая ассоциация пород залегает в восточном крыле Большозерской синклинальной структуры. Характерной особенностью строения рассматриваемой парагенетической ассоциации в этой части структуры является значительное развитие кварц-биотит-хлоритовых туфогенных сланцев и сравнительно крупных залежей железистых кварцитов, приуроченных к туфогенным сланцам.

Таким образом, вкрест простирания Большозерской синклинальной структуры отчетливо наблюдается изменение в составе и строении парагенетических ассоциаций пород (рис. 5), которое обусловлено фаціальными условиями осадконакопления.

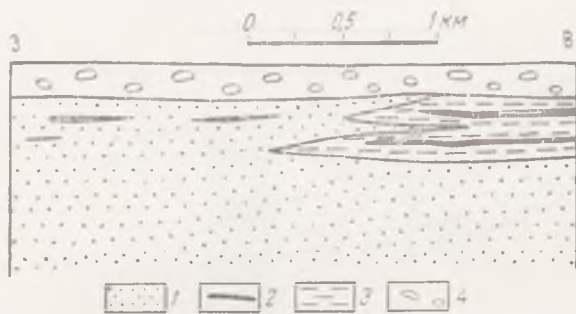


Рис. 5. Схема фаціальних соотношений парагенетических ассоциаций пород в Большозерской градации терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации

1 — биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-кианитовые гнейсы и сланцы; 2 — железистые кварциты; 3 — туфогенные кварц-биотит-хлоритовые сланцы; 4 — мусковит-кварцевые сланцы и гравелиты; 3 — гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород; В — железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) парагенетическая ассоциация пород

Гнейсо-сланцевая (терригенная) парагенетическая ассоциация пород, судя по широкому развитию в ее составе терригенных (иногда грубообломочных) отложений, формировалась вблизи архейских поднятий, поставивших обломочный материал; железисто-кварцитовая гнейсо-сланцевая (туфогенная) ассоциация пород формировалась под влиянием вулканизма; вулканический материал поступал с востока.

Таким образом, Большозерская градация характеризует собой область фаціального замещения терригенных осадков туфогенными. При этом необходимо

отметить, что железистые кварциты, как правило, залегают среди туфогенных пород, что свидетельствует о связи железонакопления с вулканизмом

### Гимольская градация

Гимольская градация, расположенная в Гимольском железорудном районе, отличается от рассмотренных широким развитием в своем составе туфоконгломератов и «гранитных» конгломератов, переслаивающихся с различными сланцами, лептитами, лептитовидными породами и железистыми кварцитами.

В составе этой градации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации выделяются следующие характерные парагенетические ассоциации пород:

- 1) туфово-агломератовая;
- 2) лептито-конгломератовая;
- 3) конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая;
- 4) лептито-сланцево-железисто-кварцитовая.

1. Туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород имеет незначительное распространение. Она слагает нижнюю часть гимольской серии и состоит исключительно из метаморфизованных туфобрекчий, изредка содержащих маломощные прослои кварц-биотитовых туфосланцев и пласты эффузивных плагиопорфиров мощностью до 2 м.

По составу и строению туфово-агломератовая ассоциация пород Гимольской градации имеет большое сходство с первой разновидностью туфово-агломератовой ассоциации Костомукшской градации (несорти-

рованные туфобрекчии). Мощность этой ассоциации пород в Гимольской градиации составляет не менее 100 м и не более 200—250 м.

В 6—7 км на северо-восток рассмотренная парагенетическая ассоциация пород фациально замещается лептито-конгломератовой парагенетической ассоциацией.

2. Лептито-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород залегает в нижней части разреза гимольской серии, где входит в состав суккозерской свиты. Наблюдается два типа разрезов этой парагенетической ассоциации пород.

В первом типе главными членами ассоциации являются конгломераты и туфоконгломераты. В качестве второстепенных членов присутствуют амфиболовые сланцы, образовавшиеся по андезитовым лавам, мелкообломочные туфобрекчии, граувакковидные амфиболовые сланцы и лептитовые гнейсы.

Вторая разновидность лептито-конгломератовой парагенетической ассоциации развита в 3,5—4 км восточнее первой. Главными ее членами являются грубообломочные несортированные туфобрекчии и туфосланцы кислого состава. Конгломераты имеют незначительное развитие. Нижняя часть ассоциации сложена гранитными конгломератами, налегающими на архейские гнейсо-граниты. Галечный материал конгломератов сложен главным образом архейскими гранитами и гнейсо-гранитами, не отличающимися от аналогичных пород фундамента.

Конгломераты согласно перекрываются неяснослоистыми серыми кварц-биотитовыми туфосланцами мощностью 3—5 м; туфосланцы сменяются туфобрекчиями, состоящими из обломков туфосланцев и плагиопорфиров.

Литологические особенности и строение туфово-конгломератовой парагенетической ассоциации позволяют наметить главные фациальные особенности ее формирования. Во-первых, обилие вулканического материала в составе этой ассоциации пород свидетельствует о том, что ее формирование сопровождалось интенсивным вулканизмом, проявлявшимся как в форме излияний андезитовых лав (пачка метаандезитов), так и в выбросах пирокластического материала (туфобрекчии, туфосланцы).

С другой стороны, наличие галечного материала архейских гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов указывает на то, что в период седиментации этой парагенетической ассоциации пород существовали архейские поднятия, поставившие обломочный материал. Различное сочетание вулканизма и тектонической активности архейских поднятий и определило характерные литологические особенности туфово-конгломератовой ассоциации пород.

Анализ строения суккозерской свиты, в которой развиты рассмотренные туфово-агломератовая и лептито-конгломератовая парагенетические ассоциации пород, показывает, что туфоконгломераты и конгломераты Межозерского месторождения в западном направлении фациально замещаются туфобрекчиями (туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород), а в восточном направлении лептито-конгломератовой ассоциацией второй разновидности, где также широко развиты туфобрекчии. Указанные фациальные соотношения позволяют предполагать, что в районе Межозерского месторождения существовало крупное поднятие, сложенное архейскими гранитоидами, за счет разрушения которых шло формирование мощных пластов «гранитных» конгломератов. Очаги вулканической деятельности располагались, видимо, юго-западнее и восточнее месторождения (рис. 6).

3. В отличие от вышерассмотренных парагенетических ассоциаций конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород наряду с метаморфизованными туфами и туфоконгломератами сложена разнообразными сланцами, лептитовыми



гнейсами и железистыми кварцитами. Она встречается на Межозерском месторождении, где залегает в костомукшской свите.

По характеру строения среди этой парагенетической ассоциации пород выделяются две разновидности.

Первая разновидность сложена исключительно туфоконгломератами и железистыми кварцитами и имеет ритмичное строение, которое может быть представлено следующим закономерным рядом пород (снизу вверх по разрезу ассоциации):

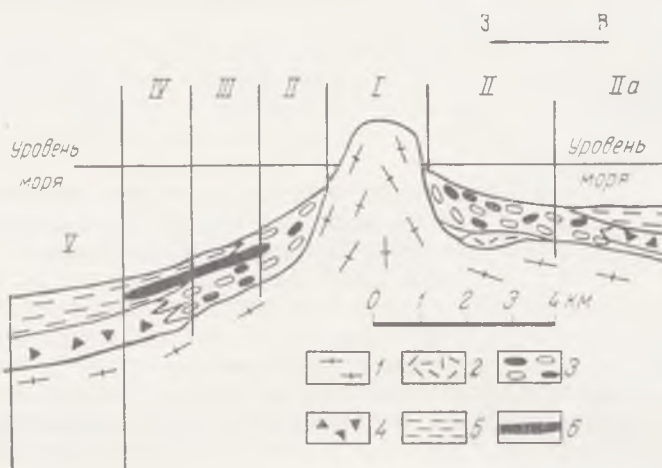


Рис. 6. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород в Гимольской грации терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации

*I* — архейские гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты; *2* — амфибол-биотитовые сланцы, образовавшиеся по андезитам; *3* — конгломераты и туфоконгломераты с прослоями лептитовых гнейсов, туфобрекчий и амфиболовых сланцев; *4* — метаморфизованные туфобрекчии с обломками кислых эффузивных пород и лептитовых гнейсов; *5* — кварц-биотит-полевошпатовые гнейсо-сланцы, лептитовые гнейсы, графитистые кварц-биотитовые сланцы, кварц-мусковитовые сланцы, гранатиты; *6* — железистые кварциты. *I* — архейское поднятие; *II* — туфово (лептито)-конгломератовая парагенетическая ассоциация пород первой разновидности; *IIa* — туфово (лептито)-конгломератовая ассоциация пород второй разновидности; *III* — конгломератовая туфово (лептито)-сланцево-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород; *IV* — туфово (лептито)-сланцево-железисто-кремнистая парагенетическая ассоциация пород; *V* — туфово-агломератовая парагенетическая ассоциация пород

Крупнообломочные туфоконгломераты → мелкообломочные туфоконгломераты (с преобладанием туфового цемента) → биотито-полевошпатовые гнейсо-сланцы (образовавшиеся за счет туфов) → переслаивание железистых кварцитов с гнейсо-сланцами → грюнерито-магнетитовые кварциты.

Из приведенного ряда пород иногда выпадают биотит-полевошпатовые кварцевые гнейсо-сланцы и зона переслаивания железистых кварцитов и гнейсо-сланцев. В этих случаях железистые кварциты налегают непосредственно на туфоконгломераты и ассоциации имеют более простое строение.

В западном направлении рассмотренная конгломератовая лептито-сланцево-железисто-кварцитовая ассоциация пород, сохраняя основные черты строения, переходит во вторую разновидность, в которой наряду с туфоконгломератами и железистыми кварцитами широко развиты различные сланцы и лептитовые гнейсы. Изменения в строении парагенетической ассоциации пород с востока на запад позволяют считать, что она формировалась в области фациального перехода туфоконгломератов в туфы и песчано-глинистые осадки.

4. Главными членами лептито-сланцево-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации пород являются полосчатые, иногда ритмично-слоистые, лептитовые гнейсы и гнейсо-сланцы биотито-полевошпатово-кварцевого состава, железистые кварциты, гранатиты, амфи-

бол-гранатовые сланцы, кварц-мусковитовые, мусковит-биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы, образовавшиеся при метаморфизме песчано-глинистых и глинисто-песчаных осадков. К этой группе пород близко примыкают также своеобразные кварц-биотитовые гнейсо-сланцы, обогащенные графитистым веществом и сульфидами. Для этой ассоциации пород характерны резкие фациальные изменения в восточном направлении, вкрест простирания пород.

С запада на восток на расстоянии 800 м происходит полное выклинивание пород ассоциации и замещение их туфоконгломератами. Таким образом, формирование этой ассоциации происходило в области фациального выклинивания туфоконгломератов и замещения их слонстыми осадками.

### **СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ**

Формация развита в юго-восточной части Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, где она фациально замещает рассмотренную сланцево-лептитовую железисто-кремнистую формацию. По объему спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация соответствует геологическим образованиям первого седиментационного цикла гимольской серии (нижняя толща Маньгинского и Совдозерского районов).

Главными членами ассоциации пород в спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации являются различные амфиболовые сланцы и амфиболиты, образовавшиеся в результате метаморфизма основных эффузивов и их туфов. Железистые кварциты, графитистые кварц-биотитовые и кварц-мусковитовые сланцы в составе формации имеют незначительное распространение и наблюдаются в виде маломощных (0,5—10 м) пластов и линз среди перечисленных вулканитов основного состава.

Характерной литологической особенностью спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации является ритмичное строение.

В Совдозерском районе ритмичность обусловлена четырехкратным повторением в разрезе закономерно построенных пачек пород. Каждая пачка в нижней части состоит из метаморфизованных вулканитов основного состава; верхние части пачек сложены железистыми кварцитами и парасланцами. Иногда совместно с железистыми кварцитами в составе верхних частей ритмов появляются тонкослоистые лептиты, образовавшиеся за счет кислых туфов.

Каждая ритмично построенная пачка пород может рассматриваться как элементарная парагенетическая ассоциация, формирование которой начиналось с излияния лав основного состава и выбросов пирокластического материала и завершалось накоплением железисто-кремнистых и терригенных осадков. Они могут быть отнесены к железисто-кремнисто-диабазо-спилитовому типу.

В усредненном виде строение фациального профиля этой парагенетической ассоциации пород может быть представлено следующим рядом: эпидот-амфиболовые сланцы с «шаровой» текстурой (спилитовые лавы)→тонкослоистые амфиболовые сланцы (туфы)→плагноклазо-амфиболовые и амфиболовые сланцы (диабазы)→кварц-мусковитовые сланцы (песчано-глинистые осадки)→графитистые кварц-биотитовые сланцы с сульфидами (песчано-глинистые осадки, обогащенные углеродистым веществом и сульфидами)→железистые кварциты (железистокремнистые хемогенные осадки).

### **ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД ЛЕПТИТО-ПОРФИРОВОЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ**

Лептито-порфировая железисто-кремнистая формация располагается стратиграфически выше рассмотренных и по объему соответствует отложениям второго седиментационного цикла гимольской серии.

Верхняя часть формации сложена кварц-биотитовыми туфосланцами и железистыми кварцитами, являющимися главными ее членами. В качестве второстепенных, но постоянно присутствующих пород наблюдаются графитистые кварц-биотитовые, кварц-серицитовые сланцы и гнейсо-сланцы, обогащенные сульфидами; гранато-амфиболовые сланцы и гранатиты. Изредка встречаются тесно связанные между собой талько-хлоритовые, хлорито-актинолитовые и биотито-карбонатные сланцы.

Перечисленные породы в лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, закономерно переслаиваясь в разрезах, образуют своеобразные часто ритмично построенные парагенетические ассоциации пород (рис. 7), среди которых выделяются следующие:

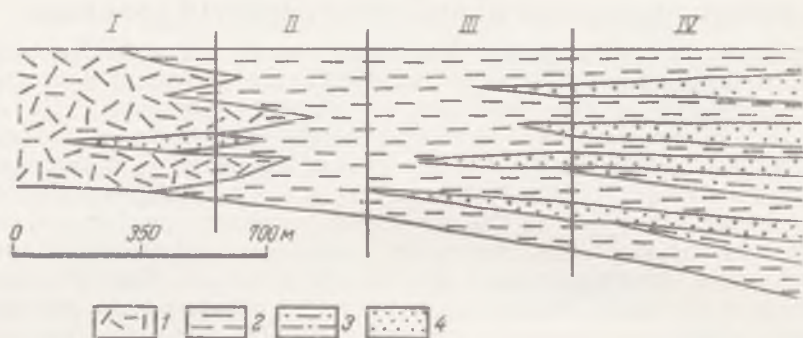


Рис. 7. Схема фациальных соотношений парагенетических ассоциаций пород лептито-порфировой железисто-кремнистой формации

1 — геллефлинты, порфириды, лептитовые гнейсы (по эффузивам); 2 — кварцево-биотитовые туфосланцы и гнейсо-сланцы (по туфам); 3 — графитистые кварцево-биотитовые, кварцево-серицитовые (с сульфидами) сланцы и гнейсо-сланцы, талько-хлоритовые сланцы; 4 — железистые кварциты. I — порфировая железисто-кварцитовая и лептитовая железисто-кварцитовая парагенетические ассоциации пород; II — туфовая парагенетическая ассоциация пород; III — туфово-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород; IV — туфово-сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород

- 1) туфово-порфировая;
- 2) порфировая железисто-кварцитовая;
- 3) лептитовая железисто-кварцитовая;
- 4) туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая;
- 5) лептитовая глиноземисто-кварцитовая;
- 6) туфовая сланцево-железисто-кварцитовая;
- 7) лептитовая сланцево-железисто-кварцитовая.

1. Туфово-порфировая парагенетическая ассоциация пород сложена кислыми туфами и лавами, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, представленными в настоящее время плагиопорфирами, геллефлинтами и кварц-биотитовыми туфогенными сланцами. Иногда среди них наблюдаются туфобрекчии и вулканические брекчии.

По строению и набору пород в этой ассоциации выделяются две разновидности. Первая разновидность сложена кислыми лавами (плагиопорфиры, кварцевые порфиры и геллефлинты) мощностью 200—300 м. Исключительно вулканический состав этой ассоциации пород свидетельствует о том, что ее образование связано с интенсивной вулканической деятельностью, проявившейся в излияниях кислых по химическому составу лав. Судя по мощностям и площади распространения этой ассоциации пород, можно предположить, что вулканическая деятельность охватывала огромную территорию.

Вторая разновидность этой парагенетической ассоциации пород представлена кварц-биотитовыми туфосланцами с ритмичной слоистостью. Мощность ритмов изменяется от 5 до 50 см.

Частое чередование ритмов в стратиграфических разрезах отражает периодический характер поступления вулканического материала в бассейн седиментации. Этим же обусловлено формирование и асимметричной ритмичной слоистости туфогенных образований.

2. Порфировая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород в гимольской серии встречается редко. Главными членами этой ассоциации пород являются плагиопорфиры, геллефлинты и железистые кварциты. В качестве второстепенных членов наблюдаются кварц-биотитовые, туфосланцы, вулканические брекчии, кварц-биотитовые филлитовидные и хлорито-карбонатные сланцы. Среди этой ассоциации пород выделяется несколько ритмично построенных разновидностей, различающихся деталями своего строения:

Плагиопорфиры или геллефлинты→вулканические брекчии→кварцево-биотитовые туфосланцы→филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы→железистые кварциты.

В тех случаях, когда из состава ритмов выпадают агломераты и филлитовидные сланцы, строение ассоциации приобретает следующий вид:

Плагиопорфиры или геллефлинты→кварцево-биотитовые туфосланцы→железистые кварциты.

Однако такое закономерное строение ассоциации (лавы→туфы→железистые породы) часто нарушается, что за счет туфов вызвано или отсутствием туфов в составе ассоциации или их залеганием в нижних частях осадочно-вулканических ритмов.

Изредка наблюдается ассоциация:

Плагиопорфиры→хлорито-биотито-карбонатные сланцы.

Состав и строение порфировой железисто-кварцовой ассоциации пород свидетельствуют о том, что ее формирование обязано вулканической деятельностью, проявившейся главным образом в излияниях кислых лав, и протекало в небольшом удалении от вулканических очагов, в области выклинивания лавовых потоков и фациального замещения их туфами (см. рис. 7, 1). Вулканизм, видимо, носил подводный характер, о чем свидетельствует частое чередование маломощных пластов кислых эффузивов с тонкослоистыми железистыми кварцитами, отлагавшимися в водной среде. Очень тонкозернистые структуры геллефлинты обусловлены, вероятно, также быстрым охлаждением лавовых потоков в подводных условиях.

3. Лептитовая железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород является метаморфическим эквивалентом вышерассмотренной порфировой железисто-кремнистой парагенетической ассоциации пород. Она возникла в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма за счет преобразования кислых лав, туфов, глинистых и железисто-кремнистых осадков.

Главными членами этой парагенетической ассоциации являются лептитовые гнейсы, лептитовидные гнейсо-сланцы и железистые кварциты. В качестве второстепенных членов ассоциации присутствуют кварц-биотитовые графитистые гнейсо-сланцы, обогащенные сульфидами.

4. Туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород наблюдается преимущественно в отложениях кадио-озерской свиты в зонах эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Главными ее членами являются слоистые кварц-биотитовые, биотит-полевошпат-кварцевые и филлитовидные кварц-биотитовые туфогенные сланцы, полосчатые грюнерит-гранатовые и биотит-гранатовые сланцы, а также железистые кварциты. Рассматриваемая ассоциация пород характеризуется ритмичным строением, заключающимся в том,

что нижние ее части сложены главным образом туфогенными сланцами, а верхние — грюнерито-гранатовыми сланцами или железистыми кварцитами. При этом устанавливается преобладание (по мощности) нижних (туфогенных) элементов ритмов, которые в 2—10 раз превосходят верхние глиноземисто-железисто-кремнистые или железисто-кремнистые элементы.

Выделяется несколько следующих разновидностей этой парагенетической ассоциации пород:

Кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые туфосланцы → гранато-амфиболовые и биотито-гранатовые сланцы или кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболо-гранатовые сланцы или кварциты → амфиболовые кварциты → магнетито-амфиболовые кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → амфиболовые кварциты → магнетито-амфиболовые кварциты.

Отличительной особенностью первой разновидности ассоциации пород является то, что верхние элементы ее обогащены глиноземом, железом и кремнеземом. Таким образом, в данной разновидности ассоциации отчетливо устанавливается тесная парагенетическая связь между вулканическими породами, представленными туфосланцами, и железисто-глиноземисто-кремнистыми отложениями, которые формировались сразу же после накопления туфогенного материала, предшествуя выпадению железисто-кремнистых осадков.

В настоящее время вопрос о вулканическом происхождении значительных концентраций глинозема в вулканических областях у исследователей не вызывает сомнений. К. К. Зеленев (1960) на примере вулканических областей Курило-Камчатской дуги убедительно показал, что при вулканизме термальные воды в значительных количествах выносят алюминий в открытое море, где он осаждается.

Учитывая ограниченную миграционную способность алюминия при осадконакоплении, тесную парагенетическую связь с вулканогенными отложениями, можно предполагать, что формирование седиментационных ритмов первой разновидности туфово-железисто-кремнистой ассоциации пород происходило в незначительном удалении от вулканических очагов. В этой обстановке протекало интенсивное осаждение алюминия, а рудообразование железа только начинало зарождаться.

При большем удалении от вулканических очагов ассоциация пород первой разновидности переходит по латерали в ассоциации второй и третьей разновидностей.

5. Метаморфическим эквивалентом рассмотренной туфовой глиноземисто-железисто-кварцевой парагенетической ассоциации пород является лептитовая глиноземисто-железисто-кварцевая парагенетическая ассоциация, которая возникла в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма за счет перехода туфогенных сланцев в лептитовые гнейсы и лептитовидные гнейсо-сланцы.

6. В туфовой сланцево-железисто-кварцевой парагенетической ассоциации по набору пород выделяется несколько разновидностей, имеющих ритмичное строение, которые могут быть представлены следующими рядами (снизу вверх по ритмам):

Кварцево-биотитовые туфосланцы → талько-хлоритовые сланцы → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → амфиболовые или амфиболо-биотитовые кварциты → магнетитовые кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → биотито-карбонатные сланцы → талько-хлоритовые сланцы → железистые кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → кварцево-биотитовые сланцы с «пятнистой» текстурой (образовались за счет метаморфизма туфового материала с примесью глинистых осадков) → графитистые кварцево-биотитовые сланцы → грюнерито-гранатовые сланцы → грюнеритовые кварциты → грюнерито-магнетитовые кварциты.

Кварцево-биотитовые туфосланцы → филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы → амфиболо-гранатовые сланцы → железистые кварциты.

Рассмотренная парагенетическая ассоциация пород формировалась в более удаленных от вулканических очагов участках бассейна седиментации, чем туфовая глиноземисто-железисто-кварцитовая ассоциация.

Об этом свидетельствуют значительное уменьшение мощностей туфогенных пород в строении седиментационных ритмов и резкое возрастание железисто-кремнистых частей, которые в свою очередь часто усложнены ритмичностью более мелкого масштаба.

7. Лептитовая сланцево-железисто-кварцитовая парагенетическая ассоциация пород является метаморфическим эквивалентом туфовой сланцево-железисто-кварцитовой парагенетической ассоциации. Она развита в зонах амфиболитовой фации регионального метаморфизма, где туфогенные отложения превращены в лептитовые гнейсы и лептитовидные кварцево-полевошпатовые гнейсо-сланцы.

По характеру строения ритмов рассматриваемая ассоциация пород не отличается от ритмичности туфовой сланцево-железисто-кварцитовой ассоциации. В нижних частях ритмов обычно залегают лептитовые гнейсы или гнейсо-сланцы, образовавшиеся за счет метаморфизма туфогенных отложений.

Выше по разрезу ритмов они сменяются графитистыми кварцево-биотитовыми или кварцево-мусковитовыми гнейсо-сланцами, обогащенными сульфидами. Верхние элементы ритмов сложены железистыми кварцитами.

#### **ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ**

Проведенный парагенетический анализ железисто-кремнистых формаций позволил составить схемы палеофациальных условий их формирования.

Обращает внимание сложность строения сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, в которой выделяется три градации, различающиеся палеофациальными условиями накопления осадков (рис. 8). Костомукшская градация формировалась в области фациального замещения кислых туфов, туффитов и туфобрекчий сравнительно глубоководными мергелистыми осадками.

Большозерская градация характеризует собой область фациального перехода кислых туфов в терригенные песчаные, песчано-глинистые и глинистые осадки, которые образовались за счет разрушения гранитов и гнейсо-гранитов фундамента.

В Гимольской градации широко распространенные метаморфизованные «гранитные» конгломераты, туфоконгломераты, туфобрекчии и туфы свидетельствуют о том, что отложение этой части формации происходило в прибрежной зоне на незначительных глубинах и сопровождалось интенсивным вулканизмом. В целом фациальный облик сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации определяется широким распространением в ее составе метаморфизованных различных терригенных осадков (конгломераты, песчаные, песчано-глинистые и мергелистые осадки), кислых пирокластов и железистых кварцитов. Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация, развитая в юго-восточной части Западно-Карельской геосинклинальной зоны, по времени своего образования совпадает со сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формацией. Она формировалась в области интенсивного прогибания и вулканизма основных лав. Терригенные осадки в этой формации имеют незначительное распространение.

Таким образом, парагенетический анализ показывает, что нижняя часть гимольской серии сложена сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистыми формациями, сменяющими друг друга по простиранию, что несомненно свидетельствует о различных палеотекто-

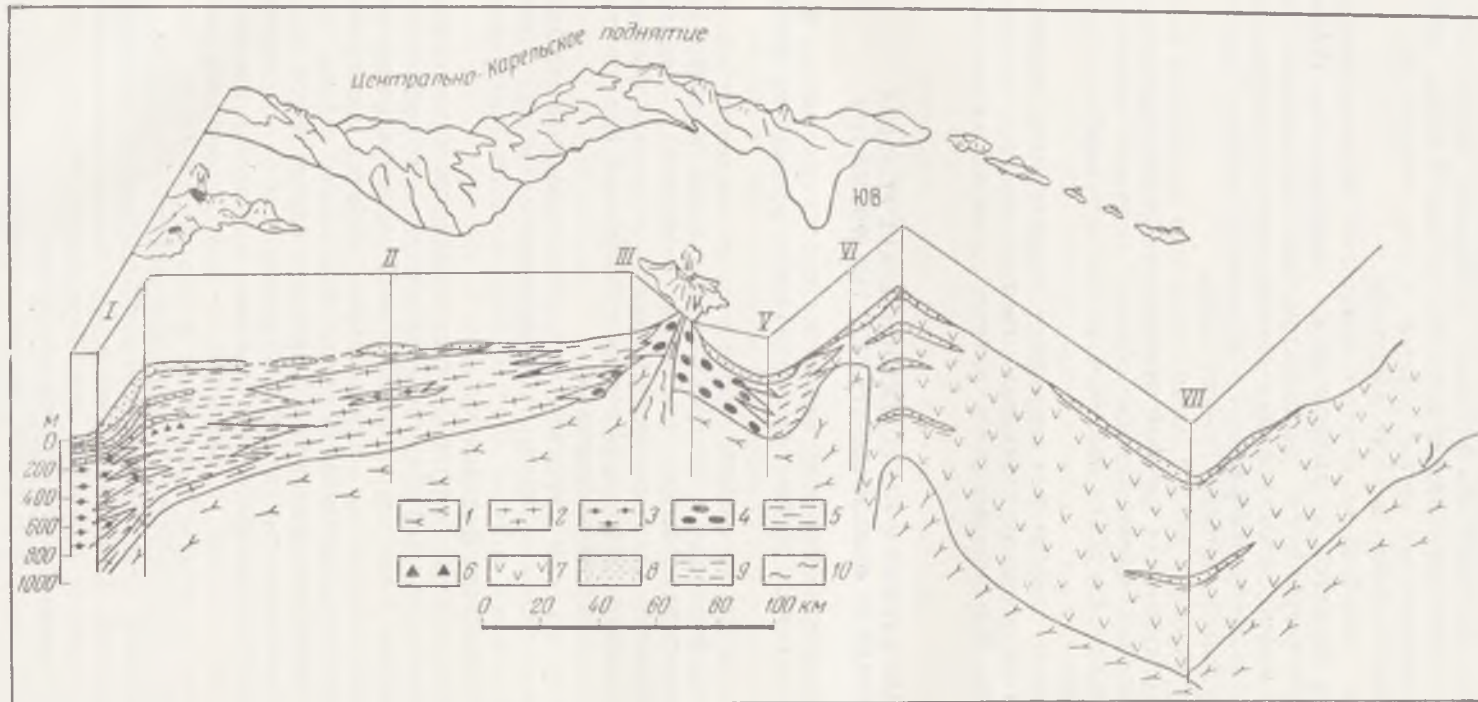


Рис. 8. Схема палеофациальных и палеогеографических условий осадконакопления терригенно-вулканической (лептитовой) и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций

1 — гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты архея (фундамент); 2 — биотито-полевошпатовые, кванитовые, биотито-гранитовые гнейсы и сланцы (метаморфизованные терригенные осадки — пелиты, псаммиты); 3 — амфиболиты, парасланцы и парвамфиболиты (мергельные осадки); 4 — гранитные конгломераты, туфоконгломераты; 5 — туфогенные кварцево-биотитовые сланцы, гнейсо-сланцы, лептиты; 6 — туфобрекчии; 7 — амфиболовые сланцы и амфиболиты по основным эффузивам и их туфам; 8 — железистые кварциты; 9 — кварцево-биотитовые графитистые сланцы с сульфидами, талько-хлоритовые сланцы; 10 — жильные лептиты; I — Костомукшская градация; II — Большозерская градация; III, IV, V — Гимольская градация терригенно-вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации; VI, VII — области развития спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации (Совдозерский, Киндасово-Маньгинский районы)

нических условиях развития северо-западной и юго-восточной частей Западно-Карельской структурно-фациальной зоны.

Главные палеотектонические особенности развития этой зоны показаны на рис. 9.

Карельская геосинклиналь, заложенная в нижнем протерозое, в период накопления осадков сланцево-лептитовой и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций расчленялась внутригеосинклинальным поднятием (Центрально-Карельское или Онежское поднятие) на две зоны — Восточно-Карельскую и Западно-Карельскую.

Подвижная Восточно-Карельская геосинклинальная зона по данным геофизики имела мощность земной коры 35—38 км. С востока она граничила с крупным Беломорским блоком (Шуркин, 1968). Западная граница зоны определялась внутригеосинклинальным поднятием, представлявшим собой, вероятно, тектонически активную сушу типа островных вулканических дуг.

Как с востока, так и с запада эта зона отделялась крупными глубинными разломами, по которым проникали основные лавы, формировавшие в этот этап развития Карельской геосинклинали спилито-диабазовые толщи парандовской серии.

В Западно-Карельской геосинклинальной зоне в это время наблюдался несколько иной тектонический режим. Северо-восточная часть ее, примыкавшая к внутреннему поднятию, судя по парагенетическим ассоциациям пород, представляла собой широкую, относительно стабильную шельфовую область, наложенную на сравнительно жесткий кристаллический фундамент, напоминающий внутригеосинклинальные массивы послерифейских геосинклиналей. Этим обусловлено интенсивное накопление различных терригенных осадков, поставляемых местными поднятиями фундамента. Одновременно интенсивно протекали процессы кислого вулканизма, в результате чего возникли мощные толщи пирокластических и железисто-кремнистых осадков сланцево-лептитовой железистокремнистой формации.

Юго-восточная часть этой геосинклинальной зоны представляла собой подвижную область, что отразилось в интенсивном прогибании и подводном вулканизме, сопровождаемом излияниями спилито-диабазовых лав. В этой тектонической обстановке шло формирование спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации.

Таким образом, в период формирования пород первого цикла седиментации гимольской серии в Западно-Карельской геосинклинальной зоне отчетливо намечается две области, различающиеся тектоно-магматическим развитием и мощностями земной коры: северо-восточная относительно стабильная область, представлявшая собой сравнительно жесткий внутригеосинклинальный массив с характерным проявлением

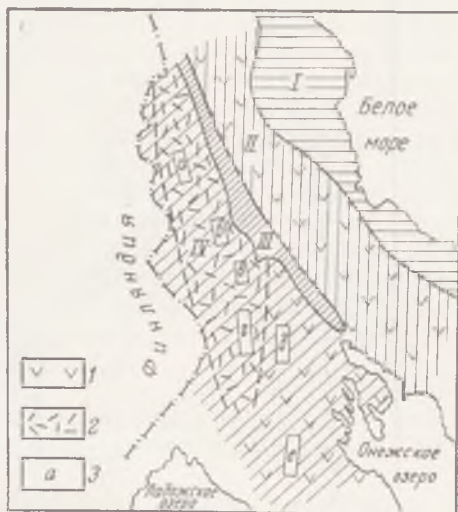


Рис. 9. Палеотектоническая схема Карельской геосинклинали периода формирования терригенно-вулканической (лептитовой) и спилито-диабазовой железисто-кремнистых формаций: I — Беломорский блок (срединный массив); II — Восточно-Карельская геосинклинальная зона; III — Центрально-Карельское внутригеосинклинальное поднятие или тектоническая суша; IV — Западно-Карельская геосинклинальная зона; 1 — область интенсивного прогибания с подводными лавами основного состава (эвгеосинклиналь); 2 — область, относительно устойчивого шельфа с накоплением терригенных осадков и проявлением вулканизма кислого состава (эвгеоантиклиналь); 3 — железорудные районы: а — Костомукшский; б — Хелозерско-Большозерский; в — Тумбареченский; г — Гимольский; д — Совдозерский; е — Киндасово-Маньгинский



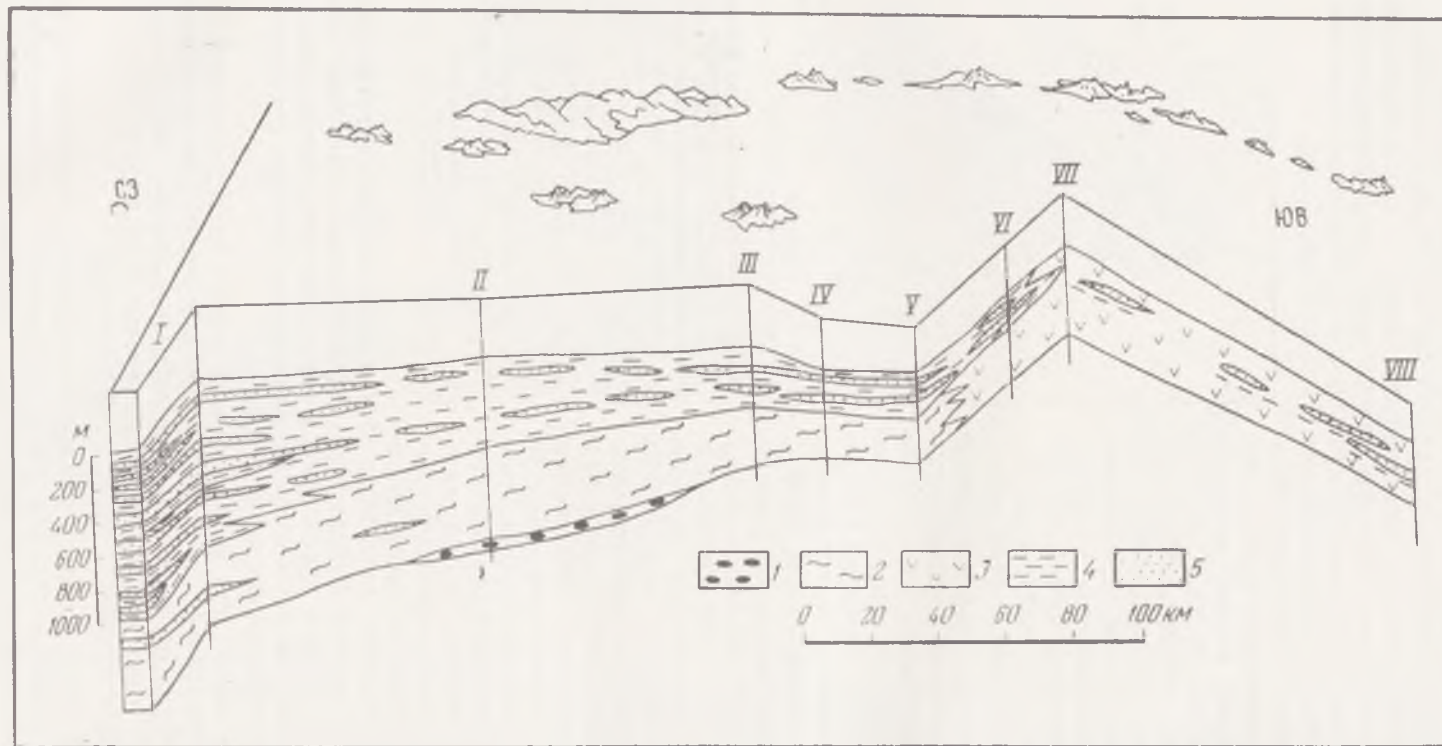


Рис. 10. Схема палеофациальных и палеогеографических условий осадко-накопления вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации  
 1 — мусковито-кварцевые сланцы, метаморфизованные кварцевые конгломераты и гравелиты; 2 — лептитовые гнейсы, геллефлинты, плагиопорфиры; 3 — туфогенные кварцево-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы; 4 — графитистые кварцево-биотитовые сланцы с сульфидами и талько-хлоритовые сланцы; 5 — железистые кварциты. Районы: I — Костомукшский, II — Большоозерский, III — Тумбареченский, IV—V — Гимольский, VI—VII — Совдозерский, VIII — Маньгино-Киндасовский

кислого вулканизма и накоплением терригенных осадков, и юго-восточная подвижная область с отложениями эвгеосинклинального характера и мощностью земной коры 35—38 км.

Формирование вышележащей лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, развитой во всех рассмотренных районах Западно-Карельской структурно-фациальной зоны, знаменует собой новый период тектонического развития Карельской геосинклинали. Характерной особенностью этого периода развития является резкое усиление кислого вулканизма, сопровождаемого повсеместным излиянием кислых лав и накоплением пирокластического материала. Другая интересная особенность седиментации заключается в почти полном отсутствии терригенных осадков, что, вероятно, связано с погружением местных поднятий фундамента и Центрально-Карельского внутригеосинклинального поднятия. Эти особенности, незначительное развитие терригенных пород в составе формации и широкое распространение вулканических пород, отлагавшихся в водной среде (ритмичная слоистость туфосланцев), свидетельствуют о том, что накопление осадков формации происходило в период общего погружения, в результате которого сnivelировались различия в седиментации северо-восточной и юго-восточной частей Западно-Карельской геосинклинальной зоны. Палеофациальная обстановка этого периода развития Западно-Карельской геосинклинальной зоны показана на рис. 10.

#### **ВЗАИМОСВЯЗЬ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ СО СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Учитывая историко-тектоническое развитие и данные геофизики о современном строении земной коры, можно утверждать, что в Западно-Карельской структурно-фациальной зоне в раннем докембрии существовали два разнородных элемента, с развитием и становлением которых связано формирование железисто-кремнистых формаций нижнего протерозоя и железистых фаций среднепротерозойского возраста.

В самом общем виде взаимосвязь типов железонакпления со структурно-тектоническими элементами, их развитием, мощностями земной коры и геохимическими условиями седиментации показана в таблице.

Нижнепротерозойские железисто-кремнистые формации отмечают собой геосинклинальный этап развития докембрия территории Западной Карелии. При этом отчетливо устанавливается, что спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация и сопутствующая ей колчеданная формировались в геосинклинальных зонах, характеризовавшихся высокой мобильностью и проницаемостью земной коры, мощность которой составляет 36—38 км.

Железисто-кремнистые формации лептитового ряда формировались на внутригеосинклинальном жестком массиве, мощность земной коры которого составляет 38—40 км.

Осадочно-терригенный тип железонакпления сменяет во времени вулканогенно-осадочные формации и связан с орогенным (среднепротерозойским) этапом развития докембрия Западной Карелии.

Как и для нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций, для железистых фаций среднего протерозоя намечается взаимосвязь типов железистых фаций со строением и мощностями земной коры. Так, сланцевые железистые фации формировались на участках, характеризовавшихся в нижнем протерозое высокой проницаемостью и мобильностью земной коры, а кластогенные железистые фации характерны для внутригеосинклинальных жестких массивов, представлявших собой в среднем протерозое орогенную геантиклинальную зону. Таким образом, в докембрии Карелии в зависимости от мощностей земной коры и палеотектонических особенностей намечаются две эволюционные

## Взаимосвязь докембрийского железнакопления со структурно-тектоническими элементами

Типы земной коры и палеотектонические условия седиментации	Возраст	Железисто-кремнистые формации и фации	Характерные парагенезисы пород	Геохимические условия осадконакопления	Масштабы железнакопления	Возможные литологические и стратиграфические аналоги железисто-кремнистых формаций Карелии
Геосинклинальные зоны с высокой мобильностью и проницаемостью земной коры, мощность 37—38 км	Нижний протерозой	Спилито-диабазовая железисто-кремнистая Колчеданная андезито-дацитосланцевая	Переслаивание железистых кварцитов с метаморфизованными лавами и туфами основного состава. Чередование колчеданов с метаморфизованными андезитами, дацитами, их туфами и туффитами	Многочередное чередование восстановительных и окислительных условий, обусловленное вулканическими процессами	Маломощные, непротяженные залежи. Промышленного значения не имеют	Железистые кварциты района Партанен — Пахтаваара Финляндии, свиты пород Кольского полуострова, метабазитовой серии Кривого Рога и КМА
Внутригеосинклинальные жесткие массивы мощности земной коры 39—40 км		Лептитопорфировая железисто-кремнистая Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая	Переслаивание железистых кварцитов с метаморфизованными герригенными осадками (конгломераты, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы) и вулканическими породами кислого состава (плагиопорфиры, геллефлинты, лептитовые гнейсы, туфосланцы)		Крупнейшие месторождения Северо-Запада СССР (Костомукшское, Межозерское, Гимольское)	Месторождения железистых кварцитов Центральной и Северной Швеции, залегающие в лептитовых толщах Эюд-Варангер Северной Норвегии и, возможно, месторождения Кольского полуострова в Примандровском районе
Орогенные области эпигеосинклинального режима осадконакопления, образовавшиеся в результате консолидации геосинклинальных		Сланцево-железистые фации	Переслаивание мартито-гематитовых руд с кварцитами, доломитами, глинистыми сланцами	Окислительные условия осадконакопления (часто	Маломощные непромышленные залежи	

Верхняя курская свита  
КМА; верхняя толща  
саксаганской серии  
Украинского кристалли-  
ческого щита

Маломощные  
прослои

наблюдается  
переход магне-  
тита в мартит  
в гальках  
железистых  
кварцитов)

Чередование гемати-  
товых, магнетитовых  
прослоев с кварцитами,  
ярколами и травелин-  
тами

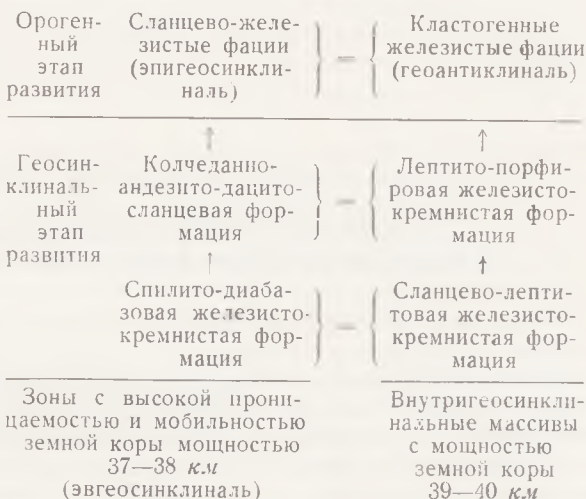
Кластогенные  
железистые  
фашии

Средний  
протеро-  
зой

зон с высокой прони-  
цаемостью земной коры,  
мощность 37—38 км

Орогенные области  
геоантиклинального ре-  
жима осадконакопления,  
образовавшиеся на месте  
нижнепротерозойских  
внутригеосинклиналь-  
ных жестких массивов,  
мощность 39—40 км

линии железонакпления, которые развива-  
ются параллельно и могут быть представ-  
лены следующими схемами.



Одна линия начинается спилито-диабазовой и колчеданной формациями и завершается в среднем протерозое сланцево-железистыми фашиями, на формирование которых, возможно, влиял наземный вулканизм.

Вторая линия отражает железонакпление на внутригеосинклинальных массивах. В среднем протерозое на их месте формируются кластогенные железистые фашии, возникшие за счет разрушения вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских формаций.

## ЛИТЕРАТУРА

Зеленов К. К. Вынос растворимого алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений боксита. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1960.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолласовая формации Южного Урала. Тр. ГИН СССР, М., 1961.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, М., 1963.

Чернов В. М. Об условиях образования Костомукшского железорудного месторождения. Изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1959.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М., изд-во «Наука», 1964.

Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. М., изд-во «Недра», вып. 1, 1966.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1968.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ В ЯТУЛИИ СРЕДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ) ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Поиски остатков вулканических построек в условиях достаточно сильного изменения протерозойских вулканогенных пород и значительной их эродированности представляют весьма сложную и вместе с тем очень важную задачу любых палеовулканологических исследований. Несмотря на широкое развитие на территории Карелии древнейших разновозрастных вулканогенно-осадочных комплексов и многолетнюю историю их изучения, до последнего времени вулканические аппараты среди них достоверно установлены не были.

Уже на первых этапах изучения основных вулканогенных пород Карелии различными исследователями делались предположения о возможном наличии центров лавовых излияний. Первые указания такого характера были сделаны основоположником карельской палеовулканологии Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1888) по результатам исследования Олонецкой диабазовой формации. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг по ряду признаков предполагал наличие вулканических аппаратов в районе о. Суйсары (Онежское озеро), д. Ялгубы и пос. Виданы. В последующие годы П. Эскола (Eskola, 1925), В. М. Тимофеев (1935), В. Мармо (Marmo, 1949), рассматривая основные породы Прионежья в составе суйсарского (по В. Мармо — шуйского) вулканического комплекса, также считали возможным наличие в указанных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом районах подводящих каналов древних вулканических построек. В литературе, кроме того, существуют указания П. Эскола (Eskola, 1921) и Х. Вярюнена (1949) о наличии на о. Селькясаари (оз. Большое Янисъярви) дацитовых брекчий некка, возрастное положение которого до сих пор не установлено.

Однако только в последние годы в связи с расширением исследований вулканогенных образований на территории Карелии были вначале установлены новые районы предполагаемого расположения вулканических аппаратов, а затем и обнаружены некоторые из них в Центральной Карелии (Соколов, Галдобина и др., 1965), Западном Прионежье (Светов, Голубев, 1967), а также в пределах кряжа Ветреный Пояс (В. С. Куликов\*).

В настоящей статье на основе изучения ятулийского (среднепротерозойского) вулканизма приводится описание остатков Гирвасского вулкана, излагаются результаты некоторых тектурных наблюдений за лавами околожерловых и малоудаленных от жерла участков, обращается внимание на признаки, указывающие на районы возможного расположения центров лавовых излияний.

При проведении комплексных палеовулканологических исследований основных пород ятулия, широко распространенных на территории Центральной и Южной Карелии, одной из задач явилось выявление по ряду признаков районов возможного нахождения вулканических аппа-

\* См. статью в настоящем сборнике.

ратов — центров лавовых излияний, поскольку, как показывает опыт отечественной вулканологии, с жерловыми образованиями как молодых, так и древних вулканических построек бывают пространственно тесно связаны различные виды полезных ископаемых (Котляр, 1962, 1964, 1966, 1967; Смирнов, 1964). Поэтому каждый случай обнаружения остатков вулканических аппаратов в условиях докембрия имеет исключительно важное значение не только для реконструкций условий и механизма проявления вулканизма, но и для изучения процессов древнего вулканогенного рудообразования.

Изучение строения вулканогенных толщ и продуктов ятулийского вулканизма позволило выявить ряд признаков, указывающих на местоположение вулканических аппаратов — центров лавовых излияний.

Прежде всего палеовулканологическими исследованиями установлено, что в районах предполагаемого и достоверного расположения древних вулканических центров лавовые толщи имеют наибольшие мощности, там же устанавливается наибольшее число лавовых потоков при их максимальных мощностях.

Именно к участкам предполагаемого положения центров лавовых излияний приурочиваются площади максимального распространения грубообломочного материала вулканических выбросов — кристаллокластических, лапиллиевых туфов и шлаковых бомб, имеющих минимальную степень сортировки и окатанности.

Как установлено на примере Сегозерской и Медвежьегорской вулканических зон, именно в районах, прилегающих к подводящим каналам, в наибольшем количестве устанавливаются продукты активной поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельности — яшмовидные силициты, травертины, терригенно-кремнистые и другие вулканогенно-хемогенные осадки.

Анализ замеров направления течения лав по целому ряду текстур первичного течения лав непосредственно дает наиболее важный материал о местоположении вулканических центров. В качестве таких текстур течения использованы волнистые поверхности лав, лавовые языки течения, ориентированные шаровые и подушечные тела в пиллоу лавах, ориентированные удлиненные, червеобразные миндалины, упорядоченное расположение обломков корочки закали в кровле некоторых лавовых потоков, сложенных автобрекчиями, изогнутость столбобразованных скоплений миндалин («пористых цилиндров»), ориентировка серповидных миндалин, газовых каналов и полостей и др. (Соколов, Светов, 1968).

Кроме того, наличие ленистых лав, слоистости течения, мощных зон мандельштейнов в кровле лавовых потоков, обилие газовых струй, т. е. фактов, свидетельствующих об интенсивном выделении летучих из лавы и большой скорости ее истечения, также дает возможность установить районы предполагаемого расположения вулканических аппаратов.

В ряде случаев наличие крупных ксенолитов — «обломков корочки закали» поверхности потоков длиной до 2 м во внутренних частях лавовых потоков в зоне роговообманковых порфиринов, также свидетельствует о проявлении сильных мощных лавовых течений при формировании потоков на небольшом удалении от центров эрупции в условиях интенсивного перемешивания лавового материала.

В околожерловых районах некоторых вулканических зон и основании лавовых толщ устанавливается серия маломощных лавовых потоков, являющихся продуктами начальных пароксизмов, отвечающих этапу разработки подводящего канала или жерловины вулканического аппарата.

В то же время к районам, прилегающим к вулканическим постройкам, в большинстве вулканических зон пространственно приурочены не

только дайки интрузивных габбро-диабазов, но и все наиболее крупные силлы, которые в совокупности можно рассматривать как проекцию периферического магматического очага на земную поверхность.

Использование всех этих признаков при палеовулканологических реконструкциях позволило нам наметить участки предполагаемого расположения вулканических аппаратов в различных вулканических зонах ятулия.

Обследование этих участков в пределах Сегозерской и Гирвасской вулканических зон привело к установлению нека Орченьского вулкана и остатков вулканической постройки Гирвасского вулкана. В остальных зонах выявлены конкретные тела интрузивных габбро-диабазов или их группы, некоторые могут представлять собой более глубокие части подводящих каналов. В районе северного берега оз. Селецкого (Селецкая вулканическая зона) изометричное тело габбро-диабазов, расположенное в 6 км к северо-западу ( $340^\circ$ ) от северного берега озера, по-видимому, является нековым образованием, подобным неку Орченьского вулкана. Для Чиозерской вулканической зоны ввиду недостаточной обнаженности предполагается только группа тел габбро-диабазов, некоторые из них, вероятно, могут являться также глубокими частями эрозионного среза жерловых образований вулканической постройки. На рис. 1 показано площадное положение выявленных и предполагаемых вулканических аппаратов, а также направления течения лав, замеренные в ряде пунктов в пределах каждой из вулканических зон, и изолинии мощностей лав в целом для среднеятулийской фазы вулканизма.

В настоящее время наибольший интерес представляют остатки ятулийской вулканической постройки Гирвасского вулкана, которые были обнаружены осенью 1966 года на территории Центральной Карелии в районе северной окраины пос. Гирвас в русле водосбора Пальеозерской ГЭС (Светов, Голубев, 1967).

В условиях современного эрозионного среза в настоящее время доступна непосредственному наблюдению только небольшая часть вулканического аппарата, включающего в себя юго-восточный склон лавового конуса и эруптивного жерла, а также, по-видимому, один из побочных (паразитических) кратеров — трубку взрыва, в то время как остальная часть скрыта под мощным чехлом рыхлых озерно-аллювиальных четвертичных отложений.

Лавовый конус в обнаженной части состоит из нескольких (пяти) переслаивающихся лавовых потоков, каждый из которых имеет мощность около 10—15 м. Лавовый поток, лежащий в нижней части вулканического конуса, представлен массивными темно-зелеными брекчированными диабазами, обнаруживающими тесную связь, с одной стороны, с жерловыми брекчиями диабазовых порфиритов, а с другой — с брекчированными и слабо эпидотизированными габбро-диабазами, с которыми они в северо-западной части контактовой зоны в интервале 10—15 м имеют постепенные переходы.

Второй лавовый поток сложен главным образом мелкообломочной светло-зеленой сильно хлоритизированной лавобрекчией, содержащей большое количество обломков диабазов и диабазовых порфиритов, образовавшихся, по-видимому, во время взрыва в вулканическом жерле и впоследствии сцементированных значительным количеством лавы. Обломки округлой и угловатой формы имеют размеры до 15 см и обнаруживают зональное строение.

На довольно ровной поверхности подстилающих лав залегают крупноглыбовые лавобрекчии следующего потока, которые имеют массивное сложение, темно-зеленый цвет и большие размеры обломков брекчий (0,5—0,6 м), заключенных в небольшое количество лавового цемента (рис. 2). Вдоль нижнего контакта потока и по системе трещин от-

дельности установлена зона интенсивной турмалинизации, захватившая поток почти на всю его мощность.

Особенностью четвертого лавового потока, в общем весьма похожего на лавобрекчии второго, является наличие в нем участков со скоп-



Рис. 1. Схема расположения вулканических аппаратов ятулия на территории Центральной Карелии

1 — вулканические аппараты: а — установленные, б — предполагаемые; 2 — направления течения лав; 3 — вулканические зоны и их границы: I — Сегозерская, II — Селецкая, III — Чипозерская, IV — Медвежьегорская, V — Гирваская; 4 — изолинии мощностей ятулийских лав

лениями большого количества ксенолитов осадочных и, по-видимому, вулканогенных пород, слагающих подошву вулканической постройки.

Пятый поток лавового конуса вулкана состоит из наиболее крупноглыбовых лавобрекчии, переходящих иногда в однороднозернистые массивные диабазы, подобные диабазам лавовых потоков окружающего плато.

В корке как этого, так и некоторых других потоков на поверхностной корочке закалки отмечаются многочисленные мелковолнистые языки течения лавы — канатные лавы (рис. 3).



Лавовые потоки состоят из пород близкого петрографического состава, которые различаются между собой в основном текстурно-структурными особенностями.

Лавобрекчии представляют собой породы, состоящие из неправильной формы обломков массивных диабазов и диабазовых порфиритов, сцементированных мелкозернистыми сильно хлоритизированными диабазами. Диабазы и диабазовые порфириты имеют диабазовую, аполитерсертальную, спилитовую, реже порфировую структуру, основная масса состоит из плагиоклаза, амфибола, хлорита, эпидота и рудных минералов. Короткопризматические, полисинтетически сдвойникованные по альбитовому закону кристаллы плагиоклаза имеют состав от  $Ap_{5-8}$  до  $Ap_{12-15}$ .



Рис. 2. Морфологические особенности лавобрекчии лавового конуса Гирвасского вулкана (план)

Амфибол представлен актинолитом, образующим неправильной формы зерна по первичному темноцветному минералу (по-видимому, обыкновенной роговой обманке).

Рудные минералы представлены существенно магнетитом, титаномагнетитом и сульфидами — пиритом, реже халькопиритом.

Вторичные минералы — хлорит и эпидот — развиваются преимущественно по стекловатому мезостазису и темноцветному минералу. Максимально хлоритизация проявляется по основной массе пород, а эпидотизации подвергнуты существенно краевые части обломков диабазов и диабазовых порфиритов.

Цементирующая диабазовая масса в лавобрекчиях имеет полосчатую текстуру, гранобластовую

структуру и представлена альбит-хлорит-актинолитовым агрегатом, содержащим густую вкрапленность магнетита, пирита и турмалина.

Эруптивное жерло Гирвасского вулкана установлено в левом борту русла водосброса и имеет округлую, несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с видимыми размерами в обнаженной части  $20 \times 50$  м.

Эруптивное жерло — выводящий канал лавового материала при формировании среднеятулийского лавового плато Западного Прионежья, в эндоконтакте заполнено массивными участками сильно трещиноватыми диабазами и диабазовыми порфиритами, переходящими иногда в тонкополосчатые мелкообломочные брекчии дробления. По мере удаления от эндоконтакта породы принимают все более характерные черты крупноглыбовых жерловых брекчий среднезернистых диабазов. Резкие юго-восточные и восточные контакты с породами лавового конуса вулкана подчеркнуты зонами вертикально падающих тонкополосчатых брекчий, а также зонами интенсивной турмалинизации и массового развития альбитовых и альбит-кварцевых жил. Установленный постепенный переход пород эруптивного жерла к породам типа габбро-диабазов осуществляется главным образом путем увеличения степеней раскристаллизации пород и смены порфировидных, брекчированных разновидностей диабазов сначала мелкозернистыми массивными, а затем средне-крупнозернистыми (пегматоидными) габбро-диабазами.

Эруптивные жерловые брекчии Гирвасского вулкана состоят существенно из крупноглыбовых обломков диабазов и диабазовых порфиритов, сцементированных тонкораздробленными диабазами с небольшим количеством лавового материала.

Петрографический состав обломков диабазов и диабазовых порфиритов жерловых брекчий подобен составу пород лавобрекчий. Особым составом и текстурно-структурными признаками характеризуются габбро-диабазы, породы более глубинного облика, залегающие в основании вулканической постройки, с которыми жерловые брекчии имеют довольно постепенные переходы, хотя и в небольшом интервале (10—15 м).

Габбро-диабазы имеют массивное полнокристаллическое сложение, однороднозернистую, реже такситовую (шлировую) текстуру, грубую



Рис. 3. Лавовый язык течения в кровле лавового потока. Гирвасский вулкан

диабазовую, офитовую, а участками микропегматитовую (графическую) структуру. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, амфибол, кварц, вторичными — хлорит и эпидот; акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномagnetитом, турмалином, сфеном, апатитом и сульфидами — пиритом и халькопиритом.

Плагиоклаз образует короткопризматические и таблитчатые зерна альбита состава  $Ap_{15-18}$ , sdвойникованные по периклиновому закону. Амфибол представлен реликтами обыкновенной роговой обманки ( $2V = 60^\circ - 75^\circ$  (:),  $cNg = 12^\circ$ ,  $Ng' - Np' = 0,013 - 0,016$ ), которая сохраняется в центральных частях призматических или таблитчатых зерен, краевые части которых замещены светло-зеленым актинолитом.

Вторичные минералы развиваются существенно в интерстициях главных породообразующих минералов, по-видимому, по стекловатому мезостазиу и роговой обманке.

Трубка взрыва, представляющая несколько особый элемент вулканического аппарата, пространственно приурочена к зоне контакта четвертого и пятого лавовых потоков и в соответствии с их простираем имеет вытянутую в северо-западном направлении округлую форму и размеры не менее чем  $10 \times 30$  м. Породы трубки взрыва представлены в основном мелкоглыбовыми (0,2—0,3 м) эруптивными брекчиями диабазов и диабазовых порфиритов (рис. 4), содержащими также редкие крупные остроугольные обломки — ксенолиты размерами до  $0,5 \times 1,0$  м, по-видимому, осадочных пород подошвы вулкана — аналогичные ксенолитам четвертого лавового потока.

Обломочный материал брекчий трубки взрыва сцементирован небольшим количеством лавового материала, который также имеет признаки сильного осланцевания (рис. 5).

\* Вдоль западного и восточного эндоконтакта устанавливается узкая полоса мощностью до 0,4 м тонкообломочных брекчий с ориентированным расположением длинных осей обломков параллельно линии контакта. Здесь же отмечается интенсивная турмалинизация пород с образованием гнездовых зон турмалина, а также некоторая пиритизация цемента. Экзоконтактовая зона трубки взрыва имеет сильное осланцева-



Рис. 4. Эруптивные брекчий краевой части трубки взрыва Гирвасского вулкана



Рис. 5. Соотношение лавового цемента и обломков диабазов в эруптивных брекчиях центральной части трубки взрыва Гирвасского вулкана. Видны эпидотовые каймы вокруг обломков диабазов и диабазовых порфиритов

ние, при этом вмещающие лавобрекчий подвергнуты значительной хлоритизации, на которую наложена пиритизация и гематитизация. Контакты трубки взрыва с вмещающими породами отчетливые, резко рвущие и имеют крутое падение на северо-восток под углом до  $85^\circ$ .

По особенностям петрографического состава диабазы и диабазовые порфириты эруптивных брекчий подобны соответствующим породам обломков лавобрекчий, поэтому их описание здесь опускается.

Существенно иной минеральный состав имеют обломки ксенолитов сильно рассланцованных осадочных и, по-видимому, вулканогенных пород, установленные в эруптивных брекчиях. Обломки осадочных пород почти не сохранили свои первичные текстурно-структурные признаки, по составу они, вероятно, являлись карбонатно-глинистыми сланцами или песчаниками с карбонатно-слюдистым цементом. Породы в основной массе сложены кальцитом, кварцем, эпидотом, хлоритом, серпичитом и небольшим количеством рудных аксессуарных минералов — пирита и магнетита. Вулканогенные породы, по-видимому, диабазы, превращены в сильно измененные зеленые сланцы, состоящие из хлорит-актинолитового агрегата.

Таким образом, Гирвасский полигенный щитовидный лавовый вулкан, по своим морфологическим особенностям представляющий довольно сложную вулканическую постройку, состоящую из стратифициро-

ванного лавового конуса, жерла и вулканической трубки взрыва, является одним из подводящих каналов огромного лавового плато, распространенного на обширной территории Западного Прионежья в пределах Гирвасской вулканической зоны.

Ряд палеовулканиологических наблюдений позволил на территории Сегозерской вулканической зоны в районе северного конца Орчень-губы оз. Сегозера установить также вулканический аппарат среднеятулинской фазы вулканизма — Орченьский вулкан, который в условиях современного эрозийного среза представлен корневой частью вулканического жерла и картируется в виде отпрепарированного некка, сложенного разнородными габбро-диабазами (Соколов, Галдобина и др., 1965). В прилегающем к Орченьскому некку районе установлены максимальная мощность лав среднего ятулия и наибольшее число лавовых потоков. Направления течения лавы показывают на ее растекание именно из этого района, к этому участку выявлена пространственная приуроченность туфогенных образований и фумарольно-сульфатарных полей и т. д. Слабая степень обнаженности района Орченьского вулкана не позволила выяснить особенности строения жерла, однако удалось в ряде мест установить вертикально-восстающую трахитоидность габбро-диабазов и зональность некка, которая заключается в развитии в эндоконтактах мелкозернистых, меланократовых габбро-диабазов, сменяющихся в середине средне-, крупнозернистыми шпириво-такситовыми и пегматоидными лейкократовыми разностями.

Рассмотрение приведенных данных по морфологии и внутреннему строению выявленных вулканических аппаратов ятулия позволяет сделать важный вывод методического характера. Поскольку установлено, что корневые части обнаруженных вулканических построек ятулия представлены породами типа поликристаллических разновидностей габбро-диабазов и при эрозийном срезе древних вулканов на глубину до 150—200 м от их подошвы подводящий канал будет картироваться в виде линейно вытянутой дайки габбро-диабазов, приуроченной к тому или иному структурно-тектоническому элементу, то в ряде случаев такие дайки не могут быть сразу же интерпретированы как подводящие каналы эффузивов. По-видимому, именно в этом можно видеть одну из причин того, что до сих пор, несмотря на достаточную детальность геологического изучения древних вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов в ряде районов Карелии, обнаружены среди них вулканических аппаратов — центров лавовых излияний — связано со значительными трудностями. Изучение внутреннего строения лавовых толщ, закономерностей изменения их мощности, механизма формирования лавовых полей и т. д. позволит наметить участки предполагаемого расположения вулканических аппаратов, а их тщательное картирование позволит обнаружить и сами центры лавовых излияний.

В этом отношении примечательно то, что Гирвасский вулкан был обнаружен лишь после того, как на обширной территории Западного Прионежья после детального изучения лавовой толщи были сделаны довольно многочисленные замеры направлений течения лав по целому ряду текстур и, таким образом, был установлен район предполагаемого расположения центра лавовых излияний. В результате обследования этого района был найден подводящий канал среднеятулинских лав — Гирвасского вулкана.

Кроме геологического значения вулканические аппараты и прилегающие к ним участки имеют также большой практический интерес. В районе распространения подводящих каналов и породах самих вулканических построек могут концентрироваться многие рудные элементы с образованием промышленно важных рудных тел. В настоящее время зоны рудной минерализации среди ятулийских аппаратов не обнаружены, хотя имеются некоторые данные, свидетельствующие о простран-

венной связи с ними гидротермально измененных пород (Гирвасский вулкан), бедной халькопиритовой вкрапленности в кварцевых, сульфидсодержащих жилах (Орченьский нект) и др. Спектральными анализами в породах Гирвасского вулкана установлено присутствие в небольших количествах меди, кобальта, никеля, хрома, ванадия, бериллия, золота и некоторых других элементов.

Дальнейшее изучение выявленных вулканических аппаратов ятулия и районов предполагаемого их расположения позволит подойти к решению некоторых вопросов рудоносности ятулийского вулканического комплекса.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бяурюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., изд-во ИЛ, 1959.
- Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. ХСІ, вып. 4, 1962.
- Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. «Проблемы генезиса руд», 1964.
- Котляр В. Н. О некоторых вопросах и аналогиях проявления минерализации в связи с нео- и палеовулканизмом. В сб.: «Современный вулканизм», т. I. М., изд-во «Наука», 1966.
- Котляр В. Н. Проблема рудоносности вулканогенных формаций. «Советская геология», 1967, № 11.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонечкая диабазовая формация. Тр. С.-Петербург. об-ва естеств., т. XIX, 1888.
- Светов А. П., Голубев А. П. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.
- Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканических геосинклинальных комплексах. В сб.: «Проблемы генезиса руд». М., изд-во «Недра», 1964.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П. и др. Новый вулканический комплекс в протерозое Карелии. Докл. АН СССР, т. 161, № 3, 1965.
- Соколов В. А., Светов А. П. О некоторых текстурах течения в лавах ятулия. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, 1968.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Eskola P. On volcanic Necks in lake jänisjärvi in Eastern Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, N 55, 1921.
- Eskola P. On the petrology of Eastern Fennoscandia. J. The mineral development of basic rocks in the Karelian Formation, Fennia, № 45, 1925.
- Marmo V. Ein vulkanischen komplex der frühjolithischer Zeit bei Suoju in Ost-Karlien. Ann. Acad. Sci. Fennicae, 111, № 19, 1949.

В. С. КУЛИКОВ

## ВУЛКАНИТЫ КРЯЖА ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ШИТА)

Вулканисты серии Ветреного пояса (название дано по одноименному кряжу), занимающие площадь около 5000 км<sup>2</sup>, ранее детально не изучались, и имеющиеся о них сведения, полученные на основании геологических съемок СЗТГУ, очень скудны и порой ошибочны. В статье основное внимание уделено рассмотрению текстурных и структурных признаков вулканистов, на основании которых автору впервые для района Ветреного пояса удалось расчленить вулканический комплекс на составляющие его покровы, жерловые и дайковые образования. Методика этого расчленения излагается одновременно с описанием самих вулканогенных пород. Приведенный фактический материал и его обсуждение могут способствовать дальнейшему изучению докембрийского вулканизма и вулканических комплексов.

### О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА

Согласно схеме тектонического районирования Балтийского щита (Кратц, 1963), рассматриваемые вулканисты развиты в пределах синклинория Ветреного пояса. Результаты последних геологических и геофизических работ по этой структуре, обобщенные нами (Богачев, Куликов, Слюсарев, 1968), показали, что в ее строении принимают участие в основном породы нижнего и среднего протерозоя.

Нижний протерозой представлен метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями. Они прорываются интрузиями апоперидотитовых серпентинитов и габбро-амфиболитов и местами гранитизированы. Среднепротерозойские образования объединяют конгломераты, кварциты, известняки и вулканисты онежской (?) серии, и также туфогенно-осадочные и эффузивные породы серии Ветреного пояса. С последними генетически связаны интрузии габбро-перидотитов, которые пространственно локализованы главным образом в породах, подстилающих вулканисты. Наиболее молодые образования района — красноцветные конгломераты и песчаники с галькой всех вышеназванных пород, встреченные на реках Никодимке и Сывтуге, — В. А. Перевозчикова (1963) относит к верхнему протерозою.

Полученные за последние два года новые материалы по геологии вулканистов серии Ветреного пояса позволяют наметить 4 участка в 250-километровой полосе эффузивов, которые резко отличаются друг от друга по условиям залегания и частично по степени метаморфизма.

От горы Голец до границы КАССР и от р. Нименги до Шардозера вулканисты залегают очень круто (75—90°) с падением на северо-восток (рис. 1). Ширина полосы их развития не превышает 3—8 км. Здесь породы обычно расланцованы и метаморфизованы, местами до зеленых сланцев.

Участки от границы Карелии до р. Нименги и восточнее Шардозера характеризуются относительно спокойным залеганием. На первом участ-

ке покровы моноклинально падают на северо-восток под углом  $15-35^\circ$ , а на восточном лежат субгоризонтально с отклонениями вблизи тектонических нарушений (рис. 2). Ширина этих участков увеличивается до 30—40 км. Эффузивы изменены слабо (зеленокаменные преобразования). Часто встречаются породы кайнотипного облика. Среди вулканигов Ветреного пояса отчетливо выделяются две фации: эффузивная и жерловая.

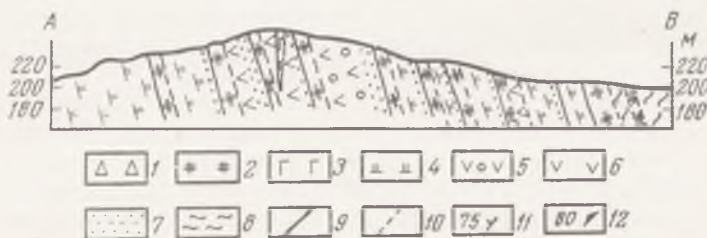
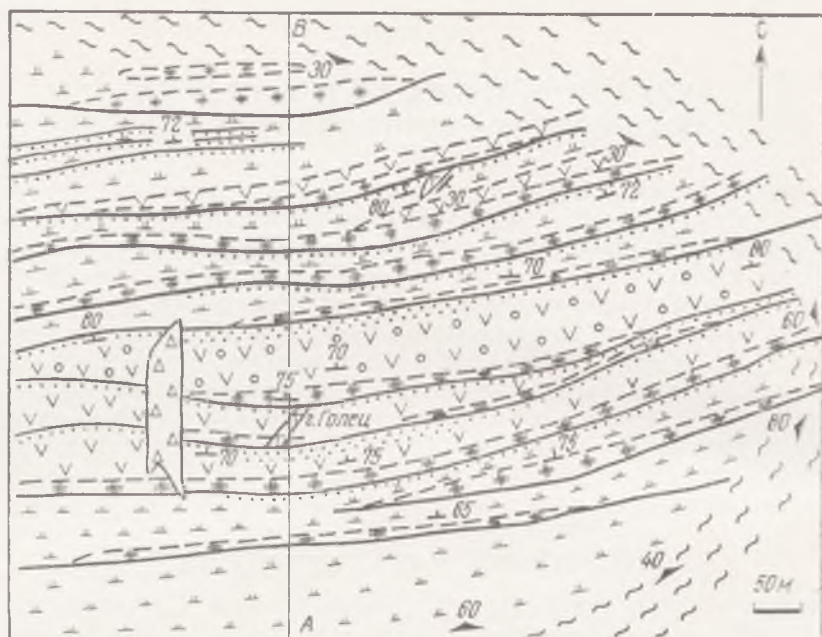


Рис. 1. Геологическое строение горы Голец

1 — вулканическая брекчия; 2 — нижние дифференцированные части покровов (океаниты, оливковые долерито-базальты, долерито-базальты); 3 — дайки долерито-базальтов; 4 — пикритовые базальты; 5 — пироксеновые вариолиты; 6 — пироксеновые базальты; 7 — шлаки и полосчатые лавы кровли покровов (пикритовые и пироксеновые базальты); 8 — милонитизированные эффузивы; 9 — наблюдавшиеся границы покровов; 10 — границы петрографических разновидностей пород; 11 — элементы залегания покровов; 12 — сланцеватость

### Эффузивная фация

На изученных участках эффузивная фация представлена субфацией текучих лав. Лавовая толща сложена многочисленными (несколько десятков) покровами общей мощностью более 1,5 км.

Покровы имеют неоднородное строение и состоят из ряда горизонтов, сложенных эффузивами, несколько различающимися по своему минеральному и химическому составу. По преобладанию в разрезе отдельных покровов тех или иных пород они могут быть подразделены на: 1) покровы пикритовых базальтов, 2) покровы пироксеновых базальтов.

**Покровы пикритовых базальтов.** Для этих покровов в разрезе серии составляет не менее 80%. Покровы эффузивов в зависимости от мощности имеют различное строение. Наиболее крупные из них, мощность которых превосходит 20 м, состоят из двух частей: верхней, сложной однородными стекловатыми породами нередко с шаровой отдельностью и нижней, хорошо раскристаллизованной и раздифференцированной.

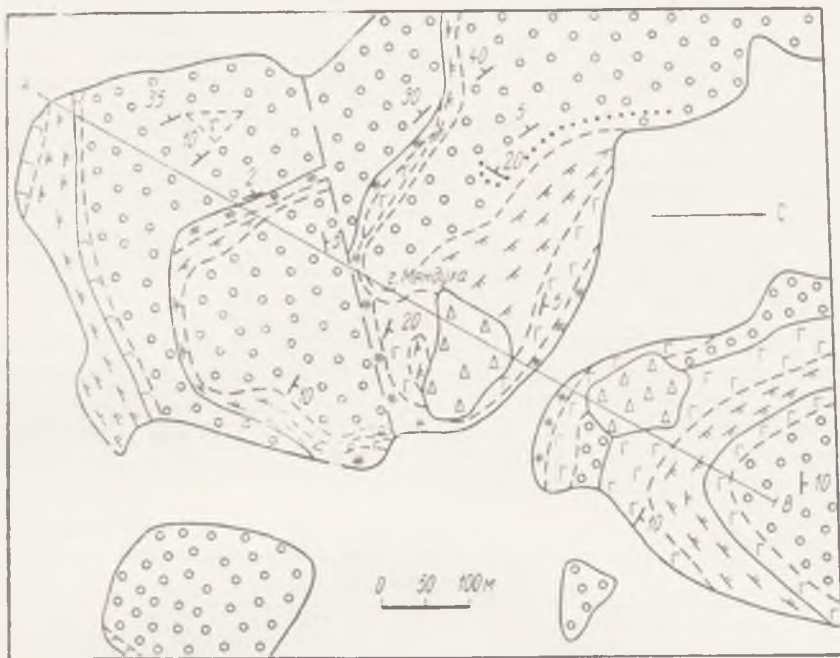


Рис. 2. Геологическое строение горы Мындуха

1 — вулканическая брекчия; 2 — среднезернистые пикритовые базальты; 3 — долерито-базальты; 4 — мелкозернистые пикритовые базальты; 5 — шаровые лавы пикритовых базальтов; 6 — гиалокластиты; 7 — границы покровов; 8 — границы петрографических разновидностей пород; 9 — разлом; 10 — элементы залегания покровов

ной. Последняя обычно составляет 30% мощности тела. Изучение мощности покровов в районе гор Голец, Большая Левгора, Мындуха и на других участках показало, что они, в общем, имеют идентичное строение. Обобщенный разрез представляется следующим (снизу вверх):

1. Пикритовый базальт зоны закалки . . . . .	0,3—1 м
2. Оливинный долерито-базальт . . . . .	1—2 „
3. Пикрито-базальт . . . . .	до 10 „
4. Оливинный долерито-базальт . . . . .	0,3—1 „
5. Долерито-базальт . . . . .	до 15 „
6. Пироксеновый базальт . . . . .	до 10 „
7. Пикритовый базальт верхней части покрова.	

Переходы между всеми горизонтами постепенные, за исключением двух случаев, где при отсутствии слоя пироксеновых базальтов долерито-базальты имели резкую границу с пикритовыми базальтами.

Рассмотрим вкратце петрографические особенности пород, слагающих эти горизонты, согласно принятой классификации (табл. 1).



Таблица 1

**Примерная классификация базальтов  
Ветреного пояса по минеральному составу**

Породы	Содержание оливина, %		
	Более 30	5—30	Менее 5
Бесполево-шпатовые	Океанит	Пикри- товый базальт	Пироксе- новый базальт
Плагиоклаз-содержащие	—	Оливиновый долерито- базальт	Долерито- базальт

Примечание. Все разновидности базальтов содержат значительное количество моноклиального пироксена и стекловатого базиса.

Океанит представляет собой массивную породу черного цвета с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Под микроскопом наблюдается порфировая структура со стекловатой или микролитовой структурой основной массы. Иногда отмечаются участки пойкилитовых структур за счет включений оливина в пироксене. Количественное соотношение этих минералов показано на табл. 2.

Таблица 2

**Количественно-минералогический состав базальтов  
(в объемных %)**

Минерал	Порода				
	Океанит	Пикри- товый базальт	Пироксе- новый базальт	Оливино- вый долерито- базальт	Долерито- базальт
Плагиоклаз . . . . .	—	—	—	22—30	33—46
Оливин . . . . .	30—53	7—29	Следы	11—27	0—3
Пироксен . . . . .	0—19	0—22	22—40	6—55	32—53
Мезостазис . . . . .	35—55	59—93	66—78	2—36	5—31

Оливин представлен хризотилом ( $-2V=86-89^\circ$ ) \*. Он обычно имеет хорошую кристаллографическую огранку и в шлифах, как правило, видны гексагональные или ромбовидные сечения с поперечником от 0,2 до 2 мм. Реже встречаются скелетные кристаллы вытянутой формы длиной до 3—5 мм.

Пироксен из группы авгита ( $cNg\ 40-42^\circ$ ,  $+2V=42-46^\circ$ ) образует игольчатые и брусковидные кристаллы иногда скелетной формы. Длина их от долей до 5 мм.

Рудные минералы представлены магнетитом, хромитом, реже пирротином, пиритом и халькопиритом.

В измененных разностях океанитов оливин замещен серпентинитом, тремолитом и тальком, пироксен — актинолитом, а стекло — амфиболом тремолитового ряда и хлоритом.

Долерито-базальты — массивные темные породы, обладающие в скальных выходах пластовой отдельностью. Структуры их порфиroidные или толеитовые. Участки слабо раскристаллизованного стекла

\*  $2V$  во всех приводимых случаях измерялись в разрезах с двумя выходами оптических осей.

имеют интерсертальную или кристаллитовую структуру. В некоторых случаях лейсты плагиоклаза располагаются веерообразно и создают впечатление лучистой структуры. Главные минералы долерито-базальтов представлены пироксеном и плагиоклазом.

Пироксен из группы авгита ( $cNg\ 41^\circ$ ,  $+2V=47-49^\circ$ ) имеет или пинакондальный габитус с хорошей кристаллографической огранкой или образует пегматондные сростания с плагиоклазом. В первом случае длина кристалликов составляет 1—3 мм при толщине 0,1—0,5 мм. Они нередко сдвойникованы и зональны. Иногда в центре авгитовых зерен наблюдается пижонит ( $cNg\ 44^\circ$ ,  $2V\sim 0^\circ$ ).

Плагиоклаз относится к группе лабрадора. Центральная часть некоторых зональных кристаллов содержит 60—65% анортитовой молекулы, периферическая — около 50%. Лейсты и таблички местами опацизированного плагиоклаза в виде самостоятельных кристаллов встречаются редко, обычно они находятся в сростании с пироксеном, а иногда заключают в себе мелкие зерна последнего. Эти участки пойкилитовых структур, вероятно, свидетельствуют о том, что из магмы первым начал кристаллизоваться пироксен, а затем шло одновременное образование обоих минералов.

Иной характер плагиоклаза наблюдается в стекловатых участках, где он представлен скелетными формами — плагиоклаз II генерации.

Из рудных минералов в породе обычно присутствуют мелкие кристаллики магнетита и хромита, а также сульфиды: пирротин, пирит и халькопирит.

В измененных разностях долерито-базальтов пироксен замещается актинолитом ( $cNg\ 14-16^\circ$ ,  $+2V=72-75^\circ$ ), лабрадор — эпидотом и хлоритом, а стекло — амфиболом ряда актинолит — тремолит.

Оливиновые долерито-базальты являются промежуточными между пикрито-базальтами и долерито-базальтами и отличаются от них своим непостоянным составом за счет колебания соотношений между оливином и плагиоклазом. Плагиоклаз в виде лейст обычно создает рисунок офитовой структуры. Характерной особенностью этих пород является то, что они больше подвержены изменениям, и незамещенный вторичными минералами оливин сохраняется редко.

Мелкозернистые разновидности данной группы с большим содержанием стекловатого базиса названы оливиновыми базальтами.

Пироксеновые базальты в составе дифференцированных нижних частей покровов наблюдаются не везде. Они состоят из игольчатого пироксена, погруженного в стекловатый базис. Пироксен принадлежит к группе авгита ( $cNg\ 40-42^\circ$ ,  $+2V=39-42^\circ$ ), но иногда центральные части авгитовых зерен выполнены пижонитом. Для рассматриваемых пород характерны порфировая, пилотакситовая, вариолитовая, интерсертальная и параллельно-шестовая структуры.

Часто в пироксеновых базальтах отмечается полосчатость, которая обусловлена чередованием слоев мощностью 0,1—1,5 м с различным типом структуры. Особый интерес представляют полосы с параллельно-шестоватой структурой, где иглы пироксена длиной до 10 мм при толщине в доли миллиметра располагаются параллельно друг другу и перпендикулярно полосчатости. Полосчатость в пироксеновых базальтах отражает сложность пути становления эффузивных тел. При их формировании, видимо, чередовались условия кристаллизации в спокойной обстановке (слои с параллельно-шестоватой структурой) с кристаллизацией в процессе движения (слои с пилотакситовой структурой).

Переход от пироксеновых базальтов к перекрывающим их пикритовым базальтам осуществляется постепенно за счет уменьшения иголок пироксена и появления кристалликов оливина. В этой переходной породе нередко наблюдаются мицдалекаменные текстуры.

Пикритовые базальты имеют черный или зеленый цвет в зависимости от степени изменения и состоят из оливина (форстерит-хризолит) и пироксена (пижонит-авгит), погруженных в стекловатую массу. Иногда пироксен отсутствует, и кристаллическая фаза представлена только оливином различной формы (изометричная, игольчатая и пластинчатая). Размеры изометричных кристалликов оливина не превышают 1 мм. Иголочки его достигают 0,5 мм, а листоватые пластинки имеют площадь 2×3 мм при толщине в сотые доли миллиметра. Иголочки пироксена обладают длиной до 2 мм.

В зависимости от форм развития оливина структура породы изменяется от гламеропорфировой (изометричные кристаллы) до каркасной (листоватые кристаллы).

При автотеморфических изменениях по кристаллам и стекловатой массе развиваются актинолит, тремолит, тальк и хлорит. В некоторых случаях оливин псевдоморфно замещается кварцем.

Пикритовые базальты в мощных покровах очень часто обладают шаровой (подушечной) отдельностью. В то же время в маломощных эффузивных телах эта отдельность не наблюдалась.

Шаровые лавы чрезвычайно широко развиты на Ветреном поясе, хотя ранее предполагалось их незначительное распространение (Кайряк, 1963). Это говорит о том, что в описываемом районе покровы большой мощности преобладают в разрезе лавовой толщи.

Изучение шаровых лав в районе горы Мяндуха показало, что слагающие их шары и подушки имеют длину от 0,3 до 3,6 м (преимущественно 0,5—1,5 м) и высоту от 0,3 до 1,6 м (в основном 0,3—1,0 м) при отношении высоты к длине от 1:1 до 1:4 (в среднем 1:2). В некоторых случаях наблюдаются пузыри, расположенные, как правило, в верхней половине подушек. Размеры пузырей, выполненных кварцем и халцедоном, зависят от величины подушек и имеют длину от 1 до 130 см при высоте от 1 до 10 см. Иногда в одной подушке содержится несколько (до 4) пузырей, располагающихся друг над другом и соединенных между собой тонким проводником.

По положению пузырей, а также по форме подушки (сферическая кровля и плоская с небольшим прогибом в середине подошва) легко удастся определить ориентировку покровов в пространстве.

Когда эти первичные текстурные элементы отсутствуют, условия залегания шаровых лав помогают установить характер зональности в дифференцированных шарах. В разрезе их можно наблюдать следующие зоны (снизу вверх): выше стекловатой корки следует тонкая зона с миндалинами, которая переходит в зону массивных пород; над ней расположена зона вариолитов. Последняя сменяется снова миндалекаменной зоной, которая, опоясывая весь шар, соединяется с нижними мацельштейнами. Миндалины выполнены преимущественно кварцем и ориентированы параллельно близлежащей поверхности шара.

Шары имеют две системы трещин: радиальную и концентрическую, развитую наиболее интенсивно в краевых частях. Благодаря этому оболочка шара часто раздроблена, и ее обломки выполняют межшаровое пространство. Эта межшаровая порода — гиалокластит — иногда целиком заполняет весь промежуток между шарами. В других случаях центральная часть межшарового пространства в форме вогнутого сферического треугольника сложена гидротермальными минералами: кварцем, эпидотом, халцедоном и др.

Шарообразные и массивные пикритовые базальты раскристаллизованы равномерно и лишь краевые оболочки шаров содержат больше мезостаза и меньше кристаллов по сравнению с центром. С шаровыми лавами иногда ассоциируют маломощные (0,1—2 м) горизонты и лиазы гиалокластитов. Данные образования встречены в районе гор Большая Левгора и Мяндуха. Гиалокластиты приурочены к зоне пере-

хода от массивных пород к шаровым лавам и образованы за счет разрушения стекловатых корок последних. Сама переходная зона мощностью около 2 м представлена недоразвитыми и неуспевшими обособиться друг от друга и от массивной части покрова шарами.

Учитывая слабую раскristаллизацию пикритовых базальтов (около 80% стекла), можно предполагать, что они возникли из магмы, которая затвердевала почти сразу после достижения поверхности земли. Эта магма содержала мелкие изометричные фенокристаллики оливина, реликты которых наблюдаются в зоне закалки. Другая кристаллическая фаза базальтов — игольчатый пироксен, а также игольчатый и пластинчатый оливин, вероятно, образовались в тот момент, когда лава в силу большой вязкости при переохлаждении уже не могла перемещаться. Об этом говорят своеобразные каркасные структуры пикритовых базальтов.

Исходя из особенностей строения мощных покровов, структур, текстур и степени раскristаллизации (кристалличности) отдельных горизонтов, можно предположить, что их формирование происходило в два этапа. На первом этапе непосредственно после излияния лавы (судя по шаровой отдельности в водных условиях) она затвердевала с частичной кристаллизацией верхней половины покрова и нижней зоны закалки, т. е. в условиях резкого падения температуры возникали пикритовые базальты и их шаровые лавы.

Второй этап включает становление остальной части покрова, где лава оказалась в частично изолированной магматической камере. В ней некоторый промежуток времени сохранялась жидкая лава, которая периодически двигалась, вероятно, под напором новых порций магмы, поступающих из выводного канала. Эти процессы движения фиксировались пилотакситовыми структурами в ряде горизонтов, а их периодичность отражает полосчатость в пироксеновых базальтах. Одновременно под влиянием гравитации в сочетании с кинематикой в нижней части покрова происходила дифференциация: более легкие составные части вместе с летучими, судя по миндалекаменным текстурам, оказались в верхних горизонтах, а тяжелые с кристаллами оливина (иногда ориентированного) расположились в основании.

В дальнейшем главным фактором кристаллизации были температура, причем градиент ее падения был гораздо выше в кровле, чем в подошве. Это обстоятельство способствовало возникновению в верхней части более мощного горизонта плагиоклазсодержащих пород, чем в нижнем.

В покровах средней мощности (10—20 м) неоднородность строения выражена менее резко. В основании непосредственно после стекловатой корочки закалки (1—3 см) наблюдаются горизонты, в которых степень раскristаллизации увеличивается в 1,5—2 раза по сравнению с остальной частью тела за счет образования пироксена.

Эти горизонты следует рассматривать как начальные этапы формирования дифференцированных нижних частей, отмечаемых у покровов большой мощности. Однако здесь дифференциация не успела проявиться в полной мере ввиду быстрого остывания покрова из-за недостаточной его мощности.

В основании эффузивных тел иногда встречаются восстающие (перпендикулярные к подошве) миндалины длиной до 10 см, с диаметром 0,4—0,8 см.

В верхних частях покровов имеется горизонт миндалекаменных пород или шлаковая зона мощностью 0,3—2 м. Переход от шлаков к массивным породам осуществляется постепенно через зону полосчатых лав. В последних чередуются полосы и линзы мощностью 2—5 см с различной степенью раскristаллизации базальтов. Мощность этой переходной зоны в некоторых телах достигает 2 м.

Маломощные (2—8 м) покровы пикритовых базальтов, наблюдавшиеся в горах Голец и Большая Левгора, характеризуются довольно однородным строением, и лишь в кровле появляются миндалекаменные текстуры или полосчатость, вызванная различной степенью раскристаллизации отдельных участков лавы. Маломощные покровы отделяются друг от друга стекловатыми зонами закалки (1—3 см), развитыми и в кровле, и в подошве.

**Покровы пироксеновых базальтов.** Эти покровы известны лишь на горе Голец и ручье Колозерском (район Кожозера). На горе Голец наблюдаются три покрова общей мощностью более 100 м, причем два нижних имеют мощность до 20 м каждый, а верхний — более 70 м.

По своему строению покровы пироксеновых базальтов во многом сходны с покровами пикритовых базальтов большой мощности. Так, в наиболее полных разрезах наблюдаются следующие горизонты (снизу вверх):

1. Пикритовые базальты зоны закалки . . . . .	0,1—0,3 м
2. Оливиновые долерито-базальты . . . . .	0,5—1 „
3. Океаниты . . . . .	0—2 „
4. Оливиновые долерито-базальты . . . . .	0,5—1 „
5. Долерито-базальты . . . . .	до 10 „
6. Пироксеновые базальты . . . . .	до 60 „
7. Верхняя зона полосчатых лав и шлаков (пикритовые и пироксеновые базальты) . . . . .	3—12 „

Оливинсодержащие породы в основании покровов распространены незначительно. Они образуют линзы мощностью до 4 м. Долерито-базальты развиты более широко, составляя на некоторых участках около 40% мощности покрова. Главная масса (60—80%) эффузивных тел представлена пироксеновыми базальтами. Они, как и другие разновидности базальтов данных покровов, аналогичны соответствующим дифференциатам пикритовых базальтов, рассмотренных ранее.

Переходы между всеми горизонтами постепенные. Правда, при полевых наблюдениях кажется очень резким контакт пироксеновых базальтов с долерито-базальтами. Микроскопически же исследования показывают, что в зоне контакта имеются переходные породы мощностью 10—25 см, где происходит последовательная смена толеитовых структур долерито-базальтов интерсертальными структурами пироксеновых базальтов с одновременным исчезновением плагиоклаза.

Описываемые покровы обладают и своими специфическими чертами. Так, в пироксеновых базальтах наиболее крупного тела на горе Голец наблюдается своеобразная ритмичная полосчатость. Полосы мощностью от 0,3 до 2 м состоят из двух ритмов: нижний сложен массивными пироксеновыми базальтами с вариолитовой или интерсертальной структурой, а верхний образует цепочечно расположенные обособленные вариоли диаметром от 0,5 до 6 см. Связующая масса в верхнем ритме представлена пироксеновым базальтом с большим количеством стекловатого базиса, который при изменении обычно превращается в агрегат эпидота — цоизита.

Очень своеобразна верхняя зона покровов, начинающаяся с полосчатых лав и заканчивающаяся шлаками. Полосчатые лавы с мощностью прослоев 1—10 см особенно четко проявлены из выветрелой поверхности. Здесь видно чередование темных прослоев, сложенных пикритовыми базальтами с каркасной структурой, со светлыми прослоями, которые образованы или пикритовыми базальтами с большим содержанием игольчатого пироксена, или пироксеновыми базальтами с субвариолитовой структурой.

Мощность горизонта полосчатых лав на некоторых участках достигает 8—10 м.

При переходе в шлаковый горизонт полосчатость постепенно исчезает. Темные прослойки становятся линзочками, а потом исчезают совсем. Порода приобретает светло-зеленый цвет и пузыристую текстуру. В ней нередко появляются обособления темно-зеленого цвета, которые по форме в одних случаях напоминают бомбы и ляпили, а в других — обломки корки покрыва.

В шлаковом горизонте мощностью до 2 м обычно интенсивно проявлены процессы гидротермальной деятельности. Гидротермальные минералы (кварц, альбит, актинолит и халцедон) заполняют миндалины и трещинки в породе.

Средний покров пироксеновых базальтов на горе Голец прорывает вертикальной дайкой долерито-базальтов мощностью 3 м. Наблюдаемые здесь контакты резко отличаются от контакта долерито-базальтов и пироксеновых базальтов, описанных выше. В породах, слагающих дайку, отчетливо выражены зона закалки мощностью 3 см и флюиальность, параллельная контактам.

Механизм формирования покровов пироксеновых базальтов, видимо, существенно не отличается от изложенного выше пути становления покровов пикритовых базальтов. Нижние дифференцированные части, хотя иногда имеют довольно резкую границу, все же принадлежат к покровам, а не к субвулканическим силлам, потому что все рвущие тела, которые наблюдались на горах Голец и Большая Левгора, характеризуются приконтактной зоной закалки и флюиальностью. Возникновение этих даек, вероятно, связано с формированием самих покровов, когда по тем или иным причинам жидкая лава поступала по трещинам из нижних частей покрыва в его верхние уже затвердевшие части.

Таким образом, пока не имеется достоверно установленных образований, которые можно было бы отнести к субвулканической фации. Однако такие тела, видимо, существуют и по своему строению могут быть близки к дифференцированным частям покровов.

### Жерловая фация

Образования, относимые к жерловой фации — неки, встречены в районе Большой Левгоры и на горе Мяндуха \*. Они представлены более или менее изометричными в плане (см. рис. 2) телами, описание которых приведено в табл. 3. Контакты неков с вмещающими лавами пикритовых базальтов обладают следующими особенностями. Переход от массивных пород к вулканическим брекчиям постепенный, но осуществляется он на коротком интервале (0,5—1 м). Этот переходный интервал характерен тем, что обломочный материал представлен исключительно теми породами, которые непосредственно примыкают к некку. Расположение же этих обломков говорит о том, что они не перемещались в процессе вулканического извержения, а были раздроблены в момент взрыва и сцементированы впоследствии кварцем и другими гидротермальными минералами.

Неки выполнены вулканической брекчией. Обломки остроугольной формы имеют размеры от песчинок до глыб с поперечником около 1 м. По составу обломочный материал не однороден: здесь встречаются пикритовые базальты, пироксеновые базальты, долерито-базальты, варнолиты, афаниты и другие разновидности эффузивов серии Ветреного пояса.

Цементирующая масса в некоторых частях неков представляет собой раздробленное и измененное стекло базальтового состава. Пре-

\* Возможно, в качестве жерловой фации следует рассматривать и вулканическую брекчию на горе Голец (см. рис. 1), которая отличается от описываемых ниже только по составу цемента, представленного исключительно агрегатом кварца, эпидота и полевого шпата.

## Морфология некков

№ п.п.	Местонахождение	Размеры в плане, м	Залегание вмещающих пород	Залегание некков
1	Вершина Безымянной горы в 1,5 км к северо-западу от Большой Левгоры	40×60	Падение на северо-восток под углом 20—30°	Падение на юго-запад под углом 80°
2	Восточный склон той же горы в 150 м от вершины	60×50	То же	Близкое к вертикальному
3	Гора Мяндуха в 80 м к северо-востоку от вершины	90×150	Падение на северо-восток под углом 5—10°	Вертикальное
4	Гора Мяндуха в 200 м к северо-востоку от вершины	100×100	То же	"

щинки в нем выполнены гидротермальными минералами: кварцем, эпидотом, актинолитом и др. На остальных участках жерловин эти минералы непосредственно цементируют обломки пород. Интересно, что вокруг трещин в стекле наблюдаются тонкие каемки светлого и бурого цвета, возникшие, видимо, под влиянием гидротерм. Само стекло, как и обломочный материал, обычно замещается вторичными минералами (эпидот, актинолит и др.). Воздействие горячих растворов сказало не только на вулканитах некков, но и на участках лавовых образований, непосредственно примыкающих к жерловинам. Здесь интенсивно проявлены зеленокаменные изменения с развитием тех же вторичных минералов, что и в некках.

Характерно, что среди обломков вулканических брекчий не встречено пород, чуждых серии Ветреного пояса. Это обстоятельство, видимо, следует объяснить тем, что глубина заложения некков была небольшая по сравнению с мощностью самой толщи базальтов.

Продуктов извержения из этих аппаратов пока не установлено. По всей вероятности, извержения носили преимущественно эксплозивный характер без значительных излияний лав. По времени своего возникновения описываемые вулканы относятся к последней стадии вулканической деятельности на Ветреном поясе. Некоторые вулканические брекчий (например, на горе Голец), возможно, выполняли трубки взрыва, возраст которых и условия образования пока неясны.

Подводящие каналы для трещинных излияний пикритовых и пироксеновых базальтов, вероятно, расположены южнее края Ветреного пояса, где по геофизическим данным выявлено наличие узких линейных аномалий. Последние, очевидно, фиксируют те зоны в земной коре, по которым магма поступала на поверхность. В настоящее время они выполнены интрузиями габбро-диабазов и перидотитов.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Результаты химических анализов \* вулканогенных пород, пересчитанные на основные числовые характеристики А. Н. Заварицкого, показаны на рис. 3. Там же для сравнения нанесены типичные представители

\* Более половины анализов из коллекции автора, остальная часть заимствована из неопубликованных работ Н. В. Альбова (1937—1939 гг.), А. В. Пекурова (1954 г.) и П. Я. Петренко (1960 г.).

толеитов вулкана Мауна Лоа (о. Гавайи), долеритов Карру и траппов северо-запада Сибирской платформы, а также поля эффузивов суйсарской серии и четвертого покрова (толщи) печенгской серии Балтийского щита. Как видно из диаграммы Заварицкого, вулканы серии Ветреного пояса образуют единый магматический ряд с размахом дифференциации по оси «b» от 54 до 25.

Каждая разновидность эффузивов занимает в этом ряду определенное место. Наиболее верхнее положение занимают пироксеновые базальты, которые по составу наиболее близки андезитовому базальту вулкана Мауна Лоа. Химическими аналогами данных пород являются и долерито-базальты Ветреного пояса. Средняя часть вариационного ряда представлена пикритовыми базальтами. Фигуративные точки их расположены в промежутке между пикритовыми и оливиновыми базальтами Гавайских островов. В поле пикритовых базальтов попадают также и оливиновые долерито-базальты. Нижнюю часть магматического ряда образуют пикрито-базальты, которые по числовым характеристикам приближаются к пикрито-базальту вулкана Мауна Лоа.

Высказанное ранее предположение о том, что пикрито-базальты и долерито-базальты являются крайними дифференциатами одной и той же магмы, хорошо иллюстрируется диаграммой А. Н. Заварицкого. Пикритовые базальты, которые наиболее полно отражают состав исходной магмы, расположены между указанными дифференциатами и как бы представляют собой некоторую среднюю породу по отношению к ним.

Характерной чертой базальтов Ветреного пояса является их постоянная зараженность хромом. Так, среднее содержание его в пикритовых базальтах составляет 0,12%, в долерито-базальтах — 0,1%, а в пикрито-базальтах — 0,34% при кларке 0,055%.

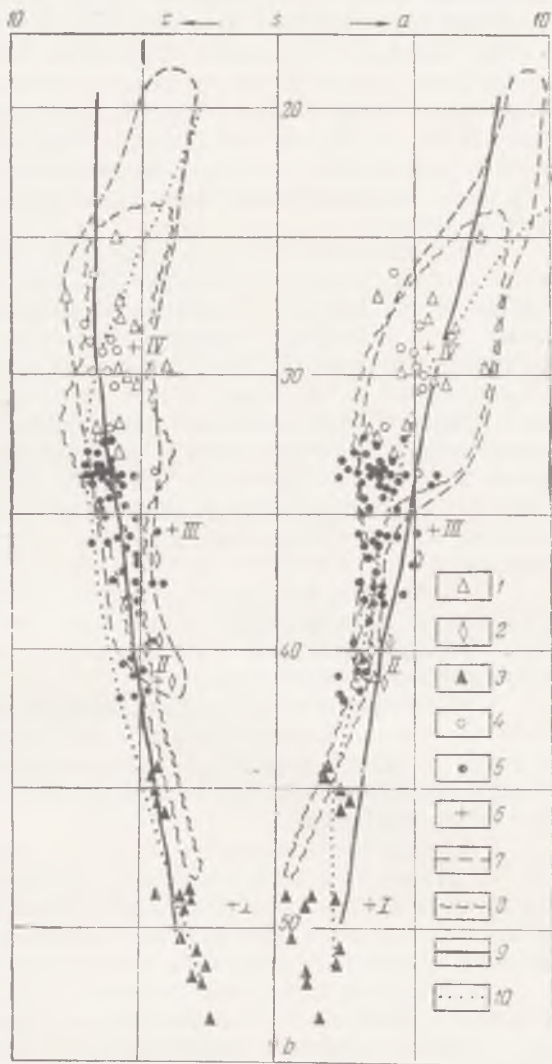


Рис. 3. Диаграмма А. Н. Заварицкого для базальтов Ветреного пояса

1 — долерито-базальты; 2 — оливиновые долерито-базальты; 3 — пикрито-базальты; 4 — пироксеновые базальты; 5 — пикритовые базальты; 6 — базальты вулкана Мауна Лоа (Заварицкий, 1950); 7 — пикрито-базальт; 8 — пикритовый базальт; 9 — оливиновый базальт; 10 — андезитовый базальт; 11 — поле эффузивов суйсарской серии IV толщи печенгской серии (по Загородному и др., 1964); 12 — долериты Карру (по Кузнецову, 1964); 13 — траппы северо-запада Сибирской платформы (по Тома-новской и Старичиной, 1966)



При сравнении химического состава эффузивов серии Ветреного пояса с вулканитами суйсарской и печенгской серий можно отметить, что все три серии имеют химическое родство, которое подчеркивается совпадением полей фигуративных точек сравниваемых образований на диаграмме Заварицкого. Тем не менее две последние серии представлены более кислыми породами. Основная масса фигуративных точек этих эффузивов расположена в поле пироксеновых базальтов и долеритов Ветреного пояса, которые имеют незначительное развитие в данном районе. В то же время пикритовые порфиры (базальты) суйсарской и печенгской серий хотя и являются характерными составными частями их, но не занимают там такого доминирующего положения, как на Ветреном поясе.

Значительные различия наблюдаются и в направленности развития магматизма. Если, по мнению М. А. Гиляровой (1956), в суйсарских лавах состав магмы изменялся во времени от основного к ультраосновному, то в четвертом покрове печенгской серии ультраосновные разновидности тяготеют к начальному периоду вулканической деятельности (Загородный и др., 1964). Иная картина наблюдается на Ветреном поясе, где наиболее основные разновидности характерны как для низов серии, так и для известных ее верхов. Лишь в центральных частях разреза появляются наиболее кислые члены — пироксеновые базальты. Здесь имеется некоторое подобие печенгской серии, в которой наиболее кислые члены — кварцевые порфиры — приурочены к центральной части разреза.

Отмеченные различия, вероятно, следует объяснить конкретными условиями формирования каждой из названных серий при общей для них субплатформенной (по терминологии М. А. Гиляровой) тектономагматической обстановке.

Субплатформенный режим, видимо, обусловил и единый (толеитовый или очень близкий к нему) тип магмы всех вулканических комплексов, а также характер комагматических интрузивных образований (дифференцированные и недифференцированные интрузии перидотитов и габбро-диабазов).

Подводя итоги всему сказанному, можно отметить следующее.

1. Нами уже было показано (Богачев, Куликов и др., 1968), что эффузивно-интрузивный комплекс базальтов и габбро-перидотитов Ветреного пояса обладает многими чертами, присущими трапповым формациям. Детальное изучение вулканитов подтверждает этот вывод.

2. В строении данной вулканической толщи главную роль играют покровы, которые в зависимости от мощности имеют различное строение. Мелкие покровы характеризуются однородным строением. По мере увеличения мощности в верхней части покровов появляются шаровые лавы и зоны полосчатых лав и шлаков, а в нижних частях главным формирующим фактором становится кристаллизация в условиях гравитационно-кинематической дифференциации.

3. Помимо эффузивной фации установлено развитие и жерловой фации в виде неков вулканических брекчий, образование которых связано с последними этапами вулканической деятельности.

4. Сопоставление вулканитов серии Ветреного пояса с эффузивами суйсарской и четвертой толщи печенгской серий показывает их значительное сходство, несмотря на большую территориальную разобщенность. Это обстоятельство, во-первых, подтверждает мнение ряда исследователей Балтийского щита об одновозрастности этих образований, во-вторых, позволяет ставить вопрос о выделении на Балтийском щите единой среднепротерозойской магматической формации (близкой к трапповой), которая включала бы в себя по меньшей мере эффузивно-интрузивные комплексы палеобазальтов и габбро-перидотитов Ветреного пояса, Печенги и Суйсари. Указанные районы ее развития со всеми

специфическими особенностями геологии и магматизма можно рассматривать в качестве субпровинций подобно тому, как это сделано для трапповой формации Сибирской платформы (Лебедев, 1964). Объем, распространение и история развития выделяемой формации, а также ее место в геологической истории Балтийского щита требуют дальнейших специальных исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

Богачев А. И., Куликов В. С., Пекуров А. В., Слюсарев В. Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинойной зоны Ветреного пояса. Тр. Ин-та КФ АН СССР, вып. 1, 1968.

Гилярова М. А. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 7, 1956.

Гилярова М. А. Принципы картирования разновозрастных супракрустальных комплексов докембрия на примере районов Карело-Кольского региона. В кн. «Проблемы изучения геологии докембрия». М., изд-во «Наука», 1967.

Донльницына В. А., Инина К. А. Сборник химических анализов горных пород Карелии. Карельск. кн. изд-во, 1967.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение печенгской вулканогенно-осадочной серии. М., изд-во «Наука», 1964.

Кайряк А. И., Перевозчикова В. А. Архей и протерозой юго-восточной окраины Балтийского щита (район Ветреного пояса). В кн. «Геология СССР», т. 2, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД, вып. 16. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.

Лебедев А. П. Сопоставление траппового магматизма Сибирской и некоторых других провинций мира. МГК, 22 сессия. Докл. сов. геол. Базальты плато, М., изд-во «Наука», 1964.

Томановская Ю. И., Старницына Г. Н. О комагматичности интрузивных и эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. 8, 1966.

## О КИСЛЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ РАЙОНА ОЗЕРА ШУЕЗЕРО (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Изучению кислых вулканогенных пород Карелии до настоящего времени уделяется мало внимания, хотя они имеют здесь широкое распространение и с ними связывается формирование некоторых рудных и нерудных полезных ископаемых.

Впервые кислые вулканогенные породы под названием геллефлинтов описал Д. И. Щербаков (1924) в районе д. Косозеро (Центральная Карелия). Позднее они были описаны в различных районах Карелии Н. Г. Судовиковым, В. М. Тимофеевым, М. А. Гиляровой, Л. Я. Харитоновым и другими исследователями.

В послевоенные годы изучением этих пород специально не занимались, однако при региональных исследованиях геологосъемочных и разведочных работ они описаны под названиями альбитофиров, кератофиров, кварцевых порфиров и их метаморфических производных (геллефлинтов, серицитовых сланцев, лептитов и т. п.) в пределах почти всей площади развития нижнепротерозойских образований Карелии.

Наиболее широкое распространение кислые вулканогенные породы имеют в пределах Шуезерского синклинория, являющегося западной ветвью Восточно-Карельской синклинальной подзоны карелид (Кратц, 1963).

Характерной особенностью шуезерских кислых вулканогенных пород



Рис. 1. Схема распространения кислых вулканогенных пород района Шуезера (Центральная Карелия)

является содержание порфирировых зерен светло-серого и голубоватого опаловидного кварца, что резко отличает их от всех других пород района.

Наиболее крупные выходы пород с голубым кварцем расположены непосредственно к востоку от оз. Шуезеро в районе деревень Ноттоварака — Калливарака — Курьяварака. По отдельным выходам эти породы прослежены в направлении на юг до р. Летней и на север до озер Маслозеро и Лежево. Общая длина полосы выходов достигает 70 км при ширине от 0,3 до 6,5 км (рис. 1).

Наиболее крупные выходы пород с голубым кварцем расположены непосредственно к востоку от оз. Шуезеро в районе деревень Ноттоварака — Калливарака — Курьяварака. По отдельным выходам эти породы прослежены в направлении на юг до р. Летней и на север до озер Маслозеро и Лежево. Общая длина полосы выходов достигает 70 км при ширине от 0,3 до 6,5 км (рис. 1).

Стратиграфическое положение всей толщи пород, содержащих голубой кварц, определяется большинством исследователей однозначно как наиболее верхняя часть тунгудской свиты нижнего протерозоя, что подтверждается также нашими наблюдениями\*.

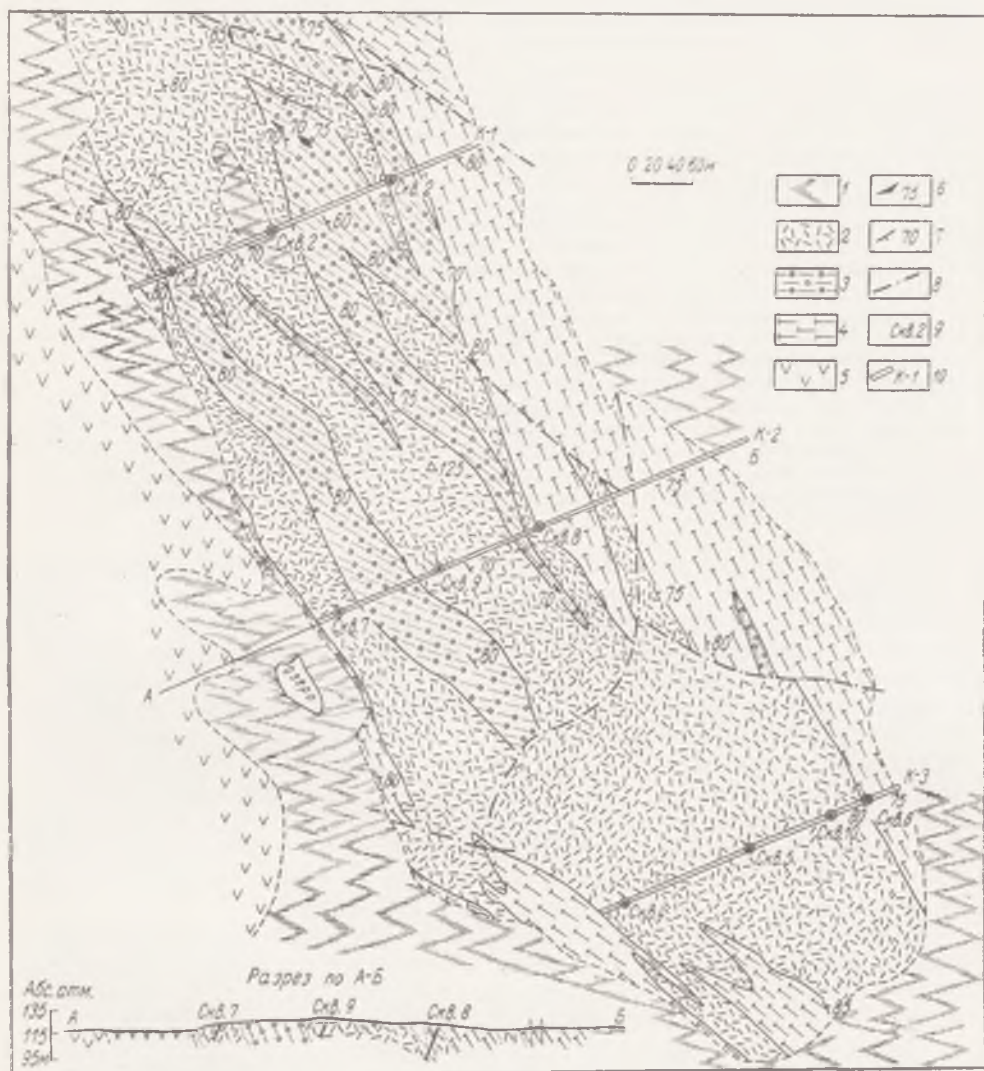


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения кварцевых порфиров Роза-Ламби. (С использованием материалов СЗГУ, 1967)

1 — болото; 2 — кварцевые порфиры лейкократовые (розовые, розовато-серые, светло-серые); 3 — кварцевые порфиры темно-серые с реликтовой слонистостью; 4 — туфосланцы бурые и темно-серые; 5 — метабазиты; 6 — слонистость; 7 — сланцеватость; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — поисково-разведочные скважины СЗГУ (1966); 10 — разведочные каналы СЗГУ (1966)

Нижний контакт этих пород с зеленокаменными эффузивно-осадочными образованиями тунгудской свиты описан нами на месторождении Роза-Ламби (рис. 2), расположенном в 8,5—9 км к северо-востоку от

\* Изучение кислых вулканогенных пород Карелии производилось авторами в 1961—1967 гг. в процессе работ по выявлению новых видов высококаллезного полевошпатового сырья. В 1966 г. работы по изучению высококаллезных вулканогенных пород района Шуэзеро производились совместно с сотрудниками СЗГУ Ю. И. Беловым и Г. В. Ульяшиным.

оз. Шуезеро. Здесь на западном склоне субмеридиональной гряды обнажены следующие породы (с запада на восток):

1. Метадиабаз темный, зеленовато-серый, тонкозернистый, почти массивный. Порода имеет бластофитовую структуру и состоит из беспорядочно ориентированных лейст андезина, зеленой роговой обманки с редкими мелкими пластинами биотита. Метадиабазы пронизаны маломощными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-кальцитовыми жилами, на контакте с которыми развивается крупнопластинчатый биотит.

2. Сланцы темные зеленовато-серые с отчетливой реликтовой слоистостью. От выходов метадиабазов отделены заболоченной долиной шириной 10—12 м. Толща состоит из прослоев темно-зеленых сланцев мощностью 3—4 см, чередуясь с такими же по мощности прослоями более светлых зеленовато-серых пород, причем в направлении на восток (по мере удаления от диабазов) мощность последних существенно увеличивается. Простирание слоистости 340—345°, падение, близкое к вертикальному. Имеют гранолепидобластовую структуру, реликтовую микрослоистую текстуру. Тонкие (0,5—1,5 мм) прослойки существенно кварц-полевошпатового состава с редкими чешуйками биотита чередуются с прослойками, сложенными более крупнозернистым кварц-полевошпатовым материалом со значительным количеством чешуй темно-зеленого интенсивно плеохрозирующего биотита, зерен эпидота, хлорита, роговой обманки. Реликтовая микрослоистость подчеркивается также цепочками зерен карбоната. Характерно, что реликтовая слоистость сечется сланцеватостью под углом 20—25°. Более светлые породы по существу аналогичны темно-зеленым и отличаются от них только меньшим количеством цветных минералов.

90 м

3. Сланцы темные буровато-серые, зеленовато-буровато-серые с зернами голубого кварца. Переход от вышеописанных постепенный, через пачку переслаивания зеленых сланцев и сланцев с голубоватым опаловидным кварцем.

Верхняя стратиграфическая граница вулканогенных образований с голубым кварцем определяется по конгломератам, выходы которых установлены нами на восточном берегу Нижнего Пайозера в 10 км к югу от оз. Шуезеро. Здесь в основании гряды, сложенной темными буровато-серыми сланцами с порфиристыми зернами голубого кварца и полевых шпатов, после небольшого перерыва обнажаются полимиктовые конгломераты. Основная масса конгломерата представлена тонкоперетертым кварц-серицит-хлоритовым материалом, в котором содержатся зерна голубого кварца и фрагменты сланцев с голубым кварцем. Видимая мощность пачки конгломератов 2,5—3 м. Полная мощность не установлена, так как западный контакт погружен ниже уровня озера. Далее к западу, в нескольких сотнях метров от озера, обнажаются ятулийские аркозовые кварциты-песчаники и кварциты.

Конгломераты, в общем аналогичные описанным нами, отмечались ранее в ряде других мест (в районе д. Косозеро, оз. Ватулма, горы Железные Ворота и др.) и относились к сариолийским, т. е. к пизам среднепротерозойских, отложениям (Кратц, 1963).

По вопросу о генезисе и условиях формирования пород с голубым кварцем существуют различные точки зрения: Н. Г. Судовиков (1934) и М. А. Гилярова (1957) рассматривают их как гипабиссальные интрузивные породы, Л. Я. Харитонов (1966), С. А. Дюков (1960) и В. В. Сиываев (1966) — как толщу чередующихся кислых туфов и лавовых покровов; по К. О. Кратцу (1963), они представляют собой излившиеся породы либо слагают маломощные протяженные дайки.

Такие расхождения во взглядах, очевидно, следует объяснить, с одной стороны, тем, что до настоящего времени не разработаны надежные критерии расчленения интенсивно метаморфизованных гипабиссальных, излившихся и туфогенных пород кислого состава, а с другой — слабой изученностью этих пород в Карелии и, в частности, в районе оз. Шуезеро.

Образования, содержащие порфиристые зерна голубого кварца, по нашим наблюдениям, могут быть объединены по характеру залегания в две группы: 1) образования, залегающие пластообразно, согласно с

подстилающими и перекрывающими породами; 2) образования жильного типа, залегающие в виде даек или слабо ветвящихся жил в сланцах кислого состава, но имеющие апофизы, которые проникают также во вмещающие (в подстилающие) осадочно-метаморфические зеленые сланцы.

Среди пластообразно залегающих пород можно выделить следующие основные разновидности: а) сланцы темно-бурые, буровато-зеленовато-серые тонкоразлистованные; б) кварцевые порфиры темно-серые и черные относительно слабо рассланцованные, участками почти массивные; в) рассланцованные брекчиевидные породы.

Сланцы темно-бурые, буровато-зеленовато-серые тонкоразлистованные имеют наиболее широкое распространение и приурочены преимущественно к краевым частям полосы развития описываемых вулканогенных пород с голубым кварцем. Наибольшего развития они достигают в районе озер Лежево и Маслозеро, а также в районе д. Никонова Сельга, где слагают площади в десятки квадратных километров.

Характерной особенностью темно-бурых сланцев является присутствие в них реликтовой слоистости, которая фиксируется в одних случаях (на северном берегу оз. Лежево) неравномерным распределением порфировых зерен кварца и полевых шпатов, в других (участок Роза-Ламби) — неравномерным распределением темноцветных минералов и мелких каплевидных включений более светлого кварцевого порфира.

Реликтовая слоистость имеет простирание СЗ 320—340° С, с падением по западному краю на северо-восток под углом 60—70°; в средних частях полосы падение слоистости близкое к вертикальному, а по восточному краю — юго-западное. Сланцеватость, как правило, по простиранию не совпадает со слоистостью (рис. 3).

Сланцы обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены в них голубоватыми кварцами и полевыми шпатами примерно в равных количествах, что отличает их от других пород, где существенно преобладает кварц. Вкрапленники часто деформированы, развальцованы, растянуты в линзы. Основная масса сланцев состоит из мельчайших зерен кварца, щелочного полевого шпата и серицита в различных соотношениях. Участками серицит образует сплошную войлокоподобную массу, с пльчатými микроскладками. Среди серицитовой массы развиваются зерна кварца, щелочных полевых шпатов и пластины биотита, образуя участки и жилородные вытянутые полосы гранобластовой структуры; встречаются зерна карбоната. В основной массе много бурых гидроокислов железа, обуславливающих темно-бурый цвет пород.

На восточной окраине месторождения Роза-Ламби среди описываемых сланцев установлены пласты своеобразных конгломератоподобных пород. Основная масса представляет собой типичный темно-бурый тонкоразлистованный сланец с зернами голубого кварца и полевых шпатов. В основную массу погружены овоидальные включения до 3 см в



Рис. 3. Реликтовая слоистость в темно-бурых туфосланцах (западная часть месторождения Роза-Ламби)  
1 — слоистость; 2 — сланцеватость

поперечнике лейкократового (почти белого) кварцевого порфира. Пласты этих конгломератоподобных пород имеют мощность от 0,2 до 0,8 м. Простираание пластов совпадает с простираанием реликтовой слоистости. Овоидальные включения ориентированы длинными осями согласно общей сланцеватостью пород, отличающейся от простираания слоистости на 30—35°.

Темно-серые и черные слабо рассланцованные породы, описываемые в литературе (Гилярова, 1957; Дюков, 1960) как темно-серые кварцевые порфиры и темно-серые кератофиры, имеют меньшее распространение, чем вышеописанные сланцы. Они сосредоточены преимущественно в средних частях полосы развития описываемого комплекса вулканогенных пород. Значительные поля распространения темно-серых и черных кварцевых порфиров установлены в районе деревень Ноттоварака и Калливарака, в северной части участка Роза-Ламби, а также к югу от д. Курьяварака. От описанных сланцев темно-серые и черные кварцевые порфиры отличаются более массивной текстурой, тонкозернистой структурой и, несмотря на темный, почти черный цвет, значительно меньшим количеством темно-цветных минералов (биотита, гидроксидов железа), отсутствием или незначительным развитием порфировых зерен полевых шпатов. Исключением являются кварцевые порфиры района д. Курьяварака, где развиты почти массивные черные породы с идиоморфными зернами полевых шпатов и кварца почти в равных количествах.

Наиболее рассланцованные разновидности кварцевых порфиров не всегда можно отличить от вышеописанных сланцев, с которыми они имеют взаимные переходы.

На выветрелой поверхности темные кварцевые порфиры приобретают светло-серую до белой окраску в отличие от сланцев, имеющих ржаво-бурую. Темно-серые кварцевые порфиры залегают среди сланцев в виде более или менее мощных пластовых тел, иногда в чередовании с прослоями сланцев, мощностью от первых метров до нескольких десятков метров. В кварцевых порфирах наблюдаются редкие ксенолиты сланцев до 15—20 см в длину.

На выветрелой поверхности темно-серых кварцевых порфиров местами (участок Роза-Ламби) наблюдается своеобразная извилистая полосчатость, обусловленная, очевидно, первичным неравномерным распределением составляющих компонентов. Эти реликтовые текстуры, возможно, относятся к проявлениям флюидалности. Они секутся под разными углами сланцеватостью.

В тесной ассоциации с описанными черными кварцевыми порфирами находятся пласты рассланцованных брекчий мощностью до 3—5 м. Как цементирующий материал, так и фрагменты представлены одинаковым по составу кварцевым порфиром, несколько более светлым, чем описанные темно-серые почти массивные кварцевые порфиры. Размер отдельных фрагментов в брекчиях составляет 3—5 см в поперечнике; содержание цементирующего материала не превышает 15—20% от массы породы. Плохая обнаженность не позволила установить непосредственные взаимоотношения между кварцевыми порфирами, вышеописанными бурыми сланцами и брекчиями. На северо-восточной окраине участка Роза-Ламби обнажения брекчий располагаются по краю выходов темно-серых кварцевых порфиров и через небольшую заболоченную долину восточнее начинаются выходы темно-бурых сланцев.

Среди образований жильного типа выделяются следующие разновидности: а) кварцевые порфиры светло-розовые, ярко-розовые, розовато-серые и светло-серые; б) фельзиты желтовато-серые и светло-серые.

Кварцевые порфиры (лейкократовые светло-розовые, светло-серые на свежем изломе и совершенно белые на выветрелой поверхности) яв-

ляются наиболее распространенной разновидностью образований жильного типа. Они слагают массив размером  $250 \times 600$  м в пределах участка Роза-Ламби, встречаются в виде одиночных и серий сближенных даек мощностью до 5—6 м (в районе д. Ноттоварака). Одиночные маломощные жилы лейкократовых кварцевых порфиров встречаются на протяжении всей полосы развития описываемых вулканогенных пород.

Контакты жил и даек лейкократовых кварцевых порфиров, как правило, секущие по отношению к реликтовой слоистости и складчатости в сланцах (рис. 4), но рассланцованы они в одном (субмеридиональном) направлении. Контакты между мощными дайками, вмещающими сланцами и черными кварцевыми порфирами отчетливые, но не резкие. Экзоконтактовое воздействие кварцевого порфира на вмещающие породы выражается в осветлении и уплотнении последних. Ширина зоны



Рис. 4. Жилы лейкократового кварцевого порфира и кварца в туфсланцах (месторождение Роза-Ламби)  
1 — кварц; 2 — светло-розовый кварцевый порфир; 3 — туфсланец

экзоконтактового воздействия не превышает 12—15 см. В эндоконтакте кварцевые порфиры содержат угловатые обломки сланцев (рис. 5), некоторые обломки ассимилированы и фиксируются на отполированной поверхности в виде «теневых» скоплений темноцветных минералов. Контакты таких маломощных жил кварцевых порфиров с вмещающими сланцами четкие прямолинейные без экзо- и эндоконтактовых взаимодействий. Кварцевые порфиры имеют тонкозернистую структуру основной массы с редкими округлыми зернами бледно-голубого и светлого дымчато-серого кварца размером 1—3 мм в поперечнике. Вкрапленники кварца распределены в массе без видимой закономерности.

Полевошпатовые вкрапленники микроскопически не различимы. Текстура породы часто массивная и слабо рассланцованная. Только на отдельных участках кварцевый порфир превращен в тонколистватый серицитовый сланец светло-желтоватого или совершенно белого цвета, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Кварцевые порфиры в наименее измененных разновидностях имеют порфировую структуру с микрогранобластковой, либо микросферолитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены волнистогаснущими овальными, как бы оплавленными зернами кварца и более редкими идиоморфными зернами калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из агрегата мельчайших зерен кварца и щелочного полевого шпата с относительно редкими чешуйками серицита, единичными мелкими пластинами мусковита и биотита.

В соответствии с увеличением рассланцованности растет количество серицита, замещающего полевые шпаты. При минералогическом описании протолачной пробы Н. Д. Сыромятиной в лейкократовых кварцевых порфирах установлены циркон, апатит, ильменит, сфен, гематит, минералы группы эпидота.



Фельзиты установлены только на западной окраине участка Роза-Ламби, где они слагают маломощные жилы в приконтактовой зоне с зелеными сланцами. Под микроскопом устанавливается, что фельзиты в отличие от кварцевых порфиров состоят из агрегата мельчайших зерен кварца с многочисленными более крупными (до 0,1 мм) лейстами альбита, беспорядочно ориентированными, с отчетливыми полисинтетическими двойниками. В экзоконтакте фельзитовых жил наблюдается ороговикование зеленых сланцев, развитие крупнопластинчатого биотита, игольчатых кристаллов роговой обманки, крупных (до 3 см) идеально ограненных кристаллов граната. Макроскопически фельзиты отличаются от кварцевых порфиров восково-желтым цветом и почти полным отсутствием порфировых зерен кварца.



Рис. 5. Ксенолиты темно-бурых туфосланцев в эндоконтакте лейкократового кварцевого порфира (западная часть месторождения Роза-Ламби)

1 — туфосланец; 2 — кварцевый порфир

Все описываемые породы с голубым кварцем претерпели неоднократные воздействия тектонических напряжений, сопровождающихся процессами щелочного и кремниевого метасоматоза и перекристаллизации, существенно изменивших их первоначальный облик, химический и минеральный состав. Тем не менее основные особенности этих пород, резко отличающие их от других пород района, дают основание считать, что они генетически связаны между собой и представлены единым вулканическим комплексом.

Об этом свидетельствуют: а) наличие во всех породах порфировых зерен голубоватого опаловидного кварца, отсутствующего в других породах района; б) существенное преобладание окиси калия над окисью натрия (от 3:1 до 50:1) в большинстве пород, низкое содержание ще-

#### Химический состав вулканогенных пород района Шуэзера (в вес. %)

Окислы	Туфосланцы	Кварцевые порфиры темно-серые	Кварцевые порфиры лейкократовые
	Средний по 2 анализам	Средний по 7 анализам	Средний по 9 анализам
SiO <sub>2</sub>	76,04	77,28	76,70
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,23	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	11,82	11,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	0,78	0,81
FeO	0,91	0,70	0,32
MnO	0,04	0,02	0,01
MgO	0,30	0,25	0,20
CaO	0,78	0,13	0,14
Na <sub>2</sub> O	2,02	0,53	0,78
K <sub>2</sub> O	4,71	7,57	7,78
H <sub>2</sub> O	0,07	0,12	0,14
П.п.п.	1,19	0,78	0,68
Сумма	99,99	100,20	99,75
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	6,73	8,10	8,56
K <sub>2</sub> O / Na <sub>2</sub> O	2,33	14,3	9,97

лочноземельных компонентов и высокое содержание кремнезема (см. таблицу); в) тесная пространственная взаимосвязь.

Темно-бурые сланцы с реликтовой слоистостью, очевидно, являются в основной массе кристаллокластическими туфами с отдельными скоплениями литокластического материала. Конгломератовидные породы, возможно, являются ляпиллями. Темно-серые и черные кварцевые порфиры могут представлять собой небольшие покровы кислой (липаритовой) лавы, а брекчии — реликты растрескавшейся корки лавового потока. Все эти образования, следовательно, являются, по терминологии В. С. Коптева-Дворникова (Коптев-Дворников и др., 1967), эффузивной фацией (в основном эксплозивная субфация) кислого вулканического комплекса. Лейкократовые кварцевые порфиры (образования жильного типа) по этой же терминологии относятся к субвулканической фации, вскрытой эрозией.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гилярова М. А. Кварцевые порфиры Центральной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 215, вып. 8, 1957.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., изд-во «Недра», 1967.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сиваев В. В. Новое кварц-полевошпатовое сырье в Карелии. «Разведка и охрана недр», 1966, № 6.
- Судовиков Н. Г. Геолого-петрографический очерк Шуезерского района. Тр. Лен. геол.-разв. треста, вып. 6, 1934.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Региональная петрография. Петрография СССР, серия 1, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Недра», 1966.

В. И. РОБОНЕН

## О ВУЛКАНИЗМЕ И СУЛЬФИДНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ В НИЖНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ КАРЕЛИИ

На территории Карелии распространены разнообразные по составу, метаморфизованные, сильно дислоцированные, геосинклинальные толщи нижнего протерозоя, сохранившиеся в виде вытянутых полос синклинального строения (Катц, 1963). Преобладающая часть этих толщ сложена лавами, туфами и туффитами основного, среднего и кислого состава. Несмотря на значительную степень метаморфизма вулканитов (зеленосланцевая и амфиболитовая фации), их вулканическая природа устанавливается достаточно определенно. Существенное значение при этом имеют текстурные особенности вулканитов. Они позволяют судить как о первичной природе пород, слагающих вулканогенные толщи, так и об их истинном залегании (о положении кровли и подошвы пластов), что особенно важно для изучения дислоцированных немых толщ докембрия. Определенное значение имеет также изучение минерального и химического состава пород, позволяющее различать основные, средние и кислые вулканиты.

В ряде районов развития нижнепротерозойских комплексов Карелии по текстурным признакам устанавливаются метаэффузивы, образующие потоки мощностью от первых метров до десятков метров, туфы и туффиты, слагающие пласты мощностью от сантиметров до десятков метров. Для потоков характерны миндалекаменные текстуры, пузыристые образования, минеральные обособления, дифференцированное строение лавовых потоков, шаровые отдельности, т. е. текстурные признаки, характерные для более молодых лав, а для туфов и туффитов наиболее характерным текстурным признаком является слоистость и ритмичная слоистость (Робонен, Рыбаков, 1968; Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967).

Наблюдения над текстурными особенностями вулканитов и осадков, над особенностями цикличности в строении слагаемых ими толщ (Кратц, 1963; Кратц, Робонен, Соколов, Чернов, 1966; Робонен, Рыбаков, 1968) и их распространением по площади позволили наметить основные черты стратиграфии и тектоники вулканогенных комплексов нижнего протерозоя ряда районов Карелии, а также прийти к заключению о том, что преобладающая их часть формировалась в подводных условиях.

Так, в Южной Карелии расположен Хаутаваарско-Чалкинский эвгеосинклинальный трог, ограниченный с запада и востока зонами разломов, документируемых в настоящее время полосами гранитов и мигматитов, телами ультраосновных пород и зонами милонитов, расщепления и дробления. Он заполнен в основном вулканитами хаутаваарской (лопский отдел) серии (Робонен, 1966; Кратц, 1963), которые представлены лавами и туфами основного состава, сменяемыми выше лавами и туфами среднего, а затем кислого состава, выше которых залегает сланцевый комплекс с колчеданными рудами (кислые туфы и

туффиты, графитистые сланцы, серноколчеданные руды). Последний перекрыт толщей туфов кислого состава (кварцевые порфиры). На кислых туфах в свою очередь залегает комплекс лав основного состава (см. рисунок).

В Восточной Карелии в районе Парандовского месторождения серного колчедана устанавливается аналогичное залегание рудосланцевой толщи, сложенной графитистыми сланцами, кислыми туфами и пластами и линзами серноколчеданных руд, перекрытых кислыми туфами (Робонен, 1966).

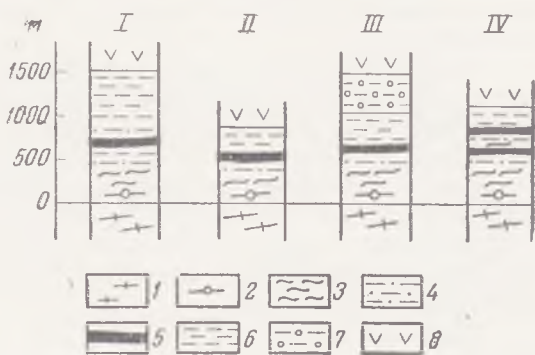
В районе Большозера (Западная Карелия) установлено (Стенарь, 1960), что на отложениях гимольской серии (лопский отдел), в которых заключены рудные пласты железистых кварцитов, залегают кислые вулканиты (лептиты). Стратиграфически выше с угловым несогласием залегают вулканиты (преимущественно пирокласты) кислого состава (альбитофиры, туфы, туфобрекчии), перекрытые основными лавами (сумский отдел).

В районе Костомукши (Западная Карелия) установлено, что на амфиболовых сланцах, являющихся метаморфизованными вулканитами (туфами и лавами (?)) основного состава, залегает комплекс вулканитов (в основном туфов и туффитов) кислого состава, несущий рудные пласты железистых кварцитов, перекрытых туфами кислого состава (Кратц, 1963; Чернов, 1966; Кратц, Робонен, Соколов, Чернов, 1966; Робонен, Коросов, 1966).

На примере четырех районов Карелии (Хаутаваара, Парандово, Большозеро, Костомукша) намечается определенная последовательность геологического развития в нижнем протерозое Карелии. Начальные этапы развития эвгеосинклинальных трогов в пределах этих районов характеризуются образованием вулканитов (лав и пирокластов) основного, а затем среднего и кислого состава. Затем наступает период относительного спокойствия, во время которого происходило накопление углеродсодержащих осадков и железных или серноколчеданных руд (кислородных или сернистых соединений железа). После этого — опять период интенсивных выбросов пирокластов кислого состава, захоронивших рудонесущие пачки.

Вслед за этим начинается следующий этап вулканической деятельности, сопровождаемый формированием лав и туфов основного состава — тунгудская серия (Кратц, 1963; Робонен, 1960, 1966; Стенарь, 1960).

Если эффузивно-осадочная природа железорудных месторождений Балтийского щита признается большинством геологов (Точилин, 1963), то вопрос о происхождении колчеданных руд до сих пор трактуется по-разному. Высказывались соображения об эпигенетической гидротермальной природе колчеданных руд (Глебова-Кульбах, 1953; Пинаева, 1966), об образовании их во время фумарольно-сульфатарной деятельности эффузивного вулканизма (Богданов, 1957), о первично-осадочном



Литолого-стратиграфические колонки

Районы: I — Хаутаваара—Чалка, II — Парандово—Надвоицы, III — Хедозеро—Большозеро, IV — Костомукша; 1 — гнейсы, гнейсо-граниты, граниты; 2 — амфиболиты, зеленые сланцы, метадиабазы; 3 — вулканиты (лавы и туфы) среднего и кислого состава; 4 — графитистые и другие сланцы; 5 — пиритовые и гематито-магнетитовые руды; 6 — туфы (частью лавы) кислого состава (кварцевые порфиры, серицит-кварцевые сланцы, лептиты); 7 — пирокласты (альбитофиры, туфы, туфобрекчии) кислого состава и конгломераты; 8 — метадиабазы

образования за счет эрозии и глубокого химического выветривания пород фундамента (Харитонов, 1966), о биогенной природе колчеданов, обусловленной деятельностью сероводородных бактерий (Магто, 1956) и об эффузивно-осадочном их генезисе (Ohtedahl, 1958; Робонен, 1960, 1966; Чернов, 1966; Рыбаков, 1967).

Имеется целый ряд факторов, свидетельствующих о том, что пиритовые руды карельских колчеданных месторождений отлагались совместно с вмещающими их туфогенными и осадочными образованиями. К ним относятся пластообразная и линзообразная форма рудных тел, четкая стратиграфическая приуроченность руд к определенному горизонту, переслаивание, иногда ритмичное, с вмещающими породами (Робонен, 1960, 1966; Кратц, Робонен и др., 1966), наличие пиритовых оолитов (Рыбаков, 1967), а также немногочисленные данные изотопного анализа серы.

Любезно выполненные В. И. Виноградовым (ИГЕМ) определения (12 анализов) изотопного состава серы пирита, в том числе из оолитов, и пирротина из Хаутаваарского района свидетельствуют о значительном разбросе изотопных отношений серы ( $\delta S^{34}$  от  $-6,6$  до  $+12,1$ ), что характерно для месторождений низкотемпературных — близповерхностного образования (Jensen, 1962), «тогда как многие месторождения гидротермального генезиса обладают узким разбросом изотопных отношений серы, часто близким к составу серы метеоритного тронлита» (Виноградов, 1967, стр. 31).

Графитистые сланцы, являющиеся часто вмещающими для колчеданных руд породами и парагенетически с ними связанные, вероятно, представляют собой органогенно-туффитовые образования, по мнению В. Мармо (Магто, 1956) — метасапропелиты, связанные с жизнедеятельностью серных бактерий. Таким образом, формирование пиритовых руд, по всей вероятности, представляло собой хемогенно-осадочный процесс отложения сернистых соединений железа в условиях резко восстановительной среды.

Естественно, что возникает вопрос об источнике железа и серы. Вполне логично допустить, что им являлись продукты подводной газогидротермальной деятельности в период между интенсивными пароксизмами эффузивной и пирокластической вулканической деятельности. Образование пиритовых руд происходило на участках, тяготеющих к подводным газогидротермальным источникам, для которых характерно насыщение сероводородом и, следовательно, резко восстановительные условия.

В более удаленных участках, где имели место окислительные условия среды, происходило формирование кислородных (закисных и окисных) соединений железа.

К аналогичным выводам приходят и в других районах. Так, Н. Х. Белоус, В. И. Новожилов, разбирая вопрос о происхождении Майнского месторождения в Западных Саянах, приходят к выводу, что «основная масса железных и сульфидных руд Майнского месторождения формировалась между двумя вспышками вулканизма, ...рудный материал может иметь только эксгаляционно-вулканогенное происхождение в связи с высачиванием гидротерм вблизи дремлющего вулкана между двумя его эксплозиями» (1964, стр. 110). Рудный материал приносился кремнисто-сероводородными гидротермами. Причем «вблизи гидротермального источника, где морская вода насыщалась сероводородом, шло осаждение сульфидоносных пород и колчеданных руд, а по мере удаления от источника, где в морской воде за счет растворенного в ней кислорода шло окисление приносившихся соединений, создавалась благоприятная обстановка для возникновения магнетитоносных, а затем и гематитоносных осадков» (стр. 110).

Н. И. Воронцов, М. К. Воронцова (1964) после изучения Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая пришли к выводу, что «сульфидные массы осаждались в период смены спокойного седиментационного режима бурной эксплозивной деятельностью, в начальные этапы которой в водный бассейн было вынесено огромное количество металлических соединений. Развивающаяся эксплозивная деятельность привела к накоплению толщ, туфолав и лавобрекчий, под которыми были быстро погребены сульфидные отложения, предохраненные от окисления и разрушения» (стр. 153).

В. И. Смирнов (1965), рассматривая вопрос о сульфидном рудообразовании в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах, отмечает, что «в мощных толщах раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных пород выделяются обособленные комплексы, отвечающие крупным циклам вулканической активности... В пределах каждого комплекса намечается эволюция состава вулканических пород от более основных к кислым... Комплекс вулканогенных пород нижнего и среднего девона сложен в нижних горизонтах диабазами и диабазовыми порфиритами, сменяющимися сверху, через зону переслаивания, кварцевыми альбитофирами, увенчанными туфами». Вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения встречаются исключительно в основании туфов, перекрывающих лавы. Примером служит главная залежь месторождения Уруп на Северном Кавказе. В. И. Смирнов (1965) отмечает, что «наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит в конце эволюции вулканизма после формирования наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы, и что рудообразование приурочено ко времени прекращения излияния лав, кратковременные пароксизмы которого сменяются более длительным периодом послевулканической, в том числе газогидротермальной, деятельности». Это характерно, как указывает В. И. Смирнов, и для современного вулканизма и послевулканических газогидротермальных процессов на Камчатке и Курильских островах.

Важным обстоятельством для расшифровки генетической природы серноколчеданных руд Карелии является то, что они залегают среди вулканитов, извергавшихся в подводных условиях.

Наблюдения же в районах современного вулканизма показывают, что в результате подводных эксгаляций морская вода выделяет коллоидную фазу, которая может привести в отдельных участках морских бассейнов к минералогически сравнительно чистым концентрациям определенных компонентов (Зеленов, 1967). Возможно, именно этим объясняется исключительная «стерильность» пиритовых руд карельских месторождений серного колчедана, даже по сравнению с вмещающими их породами. При изучении деятельности подводных вулканов, расположенных вблизи Новых Гебридов, как с поверхности, так и с помощью подводных погружений, осуществленных Г. Тазиевым, установлено выпадение из морской воды соединений железа, а непосредственно в зоне активного кипения — голубовато-серой взвеси с содержанием меди 12,31% (Шеньо, Тазиев и Фабр, 1965). Сравнение целого ряда колчеданных месторождений Норвегии, Швеции и Финляндии (Ohtedahl, 1958; Marto, 1958), Испании (Ohtedahl, 1958; Kinkel, 1962), Японии (Masatani, 1961), Северного Кавказа (Смирнов, Гончарова, 1960; Смирнов, 1965), Урала (Скрипиль, 1961; Яковлев, Гончарова, 1967), Саян (Белоус, Новожилов, 1964), Алтая (Воронцов, Воронцова, 1964) с карельскими месторождениями показывает, что они имеют много общего. Геологическая позиция руд во всех районах одинакова. Везде они включены в осадочно-туфогенную толщу, перекрытую туфами кислого состава и залегающую на лавах кислого или среднего состава, которые перекрывают вулканиты основного состава. Везде время формирования руд приурочено к периоду относительного спокойствия между пароксиз-

мами интенсивной вулканической деятельности, когда имел место принос газо-гидротермальных продуктов в водный бассейн. Роль подводного вулканизма в обогащении пиритом и другими сульфидами осадочно-метаморфических толщ докембрия подчеркивал А. В. Сидоренко «От редактора» к книге Г. С. Дзоценидзе, 1965).

Н. М. Страхов (1963) отмечает, что во все геологические периоды масса вулканогенного материала играла существенную роль в литогенезе. Как указывает Г. С. Дзоценидзе (1965), имеется значительная группа «осадочных пород и месторождений, объяснить происхождение которых невозможно без привлечения материала вулканического происхождения» (стр. 143). В справедливости убеждает имеющийся материал о геологии серноколчеданных месторождений и вмещающих их вулканогенных комплексов Карелии.

Таким образом, условия формирования колчеданных руд, начиная с нижнего протерозоя вплоть до настоящего времени, были одинаковыми. Абсолютный возраст пиритовых руд Карелии 2080—2200 млн. лет (Виноградов и др., 1959). Следовательно, причины образования колчеданных руд на протяжении последних 2 миллиардов лет развития земной коры оставались неизменными, что подтверждает вывод Н. М. Страхова (1963) об отсутствии признаков эволюции вулканизма (по крайней мере начиная с нижнего протерозоя).

Изложенные выше выводы относятся к пиритовым рудам карельских колчеданных месторождений, сложенных, кроме того, еще и пирротиновыми рудами. Пирротиновая минерализация формировалась в более поздние этапы и накладывалась на уже метаморфизованные (перекристаллизованные) пиритовые руды. Пирротиновые руды образуют жилы, секущие пиритовые руды и вмещающие их породы. Пирротиновая минерализация, по-видимому, связана с метаморфизмом, вследствие чего пиритовые руды перекристаллизовались, а образующиеся пирротиновые руды отлагались в разломах или обособленных участках вдоль контактов или в местах выклинивания пиритовых пластов и линз. Пирротиновые руды, по-видимому, формировались при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи, из которых заимствовались железо и сера. Наряду с этим из вмещающих пород извлекались медь, никель и другие элементы — примеси. Так, в Хаутаваарском районе при пересечении ультраосновных пород пирротиновая жила обогащается никелем и медью, в пирротине графитистых сланцев отмечается обогащение медью. Для этих пород характерен повышенный кларкуказанных элементов.

Таким образом, серноколчеданные месторождения Карелии представлены по меньшей мере двумя генетическими типами руд — сингенетическими пиритовыми и эпигенетическими пирротиновыми. Первые имеют вулканогенно-осадочную природу, а вторые — метаморфогенную.

## ЛИТЕРАТУРА

Белоус Н. Х., Новожилов В. И. Парагенез эксгальационно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения. В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Тр. СНИИГИМС, вып. 35. М., изд-во «Недра», 1964.

Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. М. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского шота. «Геохимия», 1959, № 7.

Виноградов В. И. Распределение изотопов серы в минералах рудных месторождений. В кн. «Изотопы серы и вопросы рудообразования». М., изд-во «Недра», 1967.

Воронцов Н. И., Воронцова М. К. Об эффузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая. В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Тр. СНИИГИМС, вып. 35. М., изд-во «Недра», 1964.

Глебова-Кульбах Г. О. Парандовское рудное поле в Карело-Финской ССР. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., изд-во «Недра», 1965.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение. В кн. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Тр. Ин-та вулканологии, вып. 24. М., изд-во «Недра», 1967.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., изд-во «Недра», 1967.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., изд-во «Недра», 1963.

Кратц К. О., Робонен В. И., Соколов В. А., Чернов В. М. Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Пинаева Н. И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово (Центральная Карелия). В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Хаутаваара — Чалка (Южная Карелия). В кн. «Материалы по геологии Карелии». Тр. Карельск. фил. АН СССР, 1960.

Робонен В. И. К стратиграфии протерозоя района Парандово — Надвоицы (Восточная Карелия). В кн. «Вопросы геологии и закон. размещ. пол. ископ. Карелии». Петрозаводск, 1966.

Робонен В. И., Коросов В. И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения. В кн. «Вопросы геологии и закон. размещ. пол. ископ. Карелии». Петрозаводск, 1966.

Робонен В. И., Рыбаков С. И. О тектурных особенностях вулканитов нижнего протерозоя района Чалка — Хаутаваара (Южная Карелия). В кн. «Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии». Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 1, Петрозаводск, 1968.

Рыбаков С. И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. В кн. «Геология рудных месторождений», т. IX, № 4, 1967.

Скрипиль В. Н. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещение в них колчеданного оруденения. В кн. «Геология рудных месторождений», № 1, 1961.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1961.

Смирнов В. И. Сульфидные рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклиналиях. В кн. «Материалы межведомств. совещания по проблеме рудоносных вулканогенных формаций». М., изд-во «Недра», 1965.

Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большозера (Западная Карелия). В кн. «Материалы по геологии Карелии». Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26, Петрозаводск, 1960.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Недра», 1966.

Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.

Шеньо М., Тазиев Г., Фабр Р. О составе вулканических эманаций архипелага Новые Гебриды. В кн. «Геохимия современных поствулканических процессов». М., изд-во «Мир», 1965.

Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я. Палеозойский вулканизм и колчеданное оруденение в некоторых районах Южного Урала. В кн. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Тр. Ин-та вулканологии, вып. 24. М., изд-во «Наука», 1967.

Borchert H. Die imitiale Magmatismus und Zugehörigen Lagerstätten. Neues Jahrbuch für Mineralogie, № 13, № 1/3, 1957.

Jensen M. L. Biogenic sulfur and sulfide deposits. J. «Bio geochemistry of sulfur isotopes». Proceed of Nat Sei. Found. Symp. Yale university, New Haven, 1962.

Marmo U. On the sulphide and sulphide-graphite shiets of Finland. Bull. commiss. geol. Finlande, № 190, 1960.

Ohtedahl C. Theory of Exhalative — Sedimentary ores. Geologisko Foren. Stocholm Forhandlingar, Bd 80, H. 1, 1958.



В. М. ЧЕРНОВ, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ

## ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

В настоящей статье кратко рассматриваются основные закономерности в распределении главных элементов и некоторых элементов-примесей в вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии, литологическое описание которых приведено в статье В. М. Чернова\*.

В основу геохимического изучения была положена методика «идеальных профилей», разработанная Н. М. Страховым (1962) для послерифейских геологических формаций. Н. М. Страховым выявлено, что на идеальном фациальном профиле (песчаники — алевролиты — глины — мергели — известняки), отражающем отложение осадков от прибрежной зоны к пелагической, в зависимости от ландшафтно-тектонических условий седиментации наблюдаются два главных типа распределения химических элементов — пестрый и упорядоченный. «Сущность пестрого типа заключается в отсутствии единой схемы распределения у разных элементов... При этом не обнаруживается уловимой связи между химическими свойствами и характером кривых их распределения в породах» (Страхов, 1962). Такое распределение химических элементов характерно для областей седиментации, в которых осадочный материал подвергался незначительному переносу и слабому химическому выветриванию.

В случаях интенсивного химического выветривания пород на водосборных площадях возникает упорядоченный тип распределения химических элементов. «Сущность его состоит в том, что в ряду пород песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки содержания всех или подавляющей массы элементов вначале нарастают от песчаников к аргиллитам, а затем падают — от аргиллитов к известнякам» (Страхов, 1962).

Поскольку железисто-кремнистые формации Карелии имеют вулканогенное происхождение, изучение химических элементов проводилось по фациальным профилям, отражающим удаленность областей седиментации от вулканогенных очагов. Изучение показало, что на фациальных профилях формаций одновременно присутствуют два типа распределения химических элементов — пестрый тип, наблюдаемый в фациях, прилегающих к вулканическим очагам, и упорядоченный тип, характерный для фаций, удаленных от вулканических очагов.

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ

*Распределение химических элементов на фациальных профилях сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.* Ранее отмечалось, что терригенно-вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация имеет несколько типов разрезов, которые выделены в градации (Костомукшская, Большозерская, Гимольская), различающиеся палеофациальными условиями осадконакопления.

\* См. статью в настоящем сборнике.

Распределение химических элементов в породах фациального профиля сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации Костомукшской и Гимольской градаций приведено в табл. 1\*.

При рассмотрении поведения химических элементов на фациальных профилях сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации четко устанавливаются два типа распределения элементов — пестрый и упорядоченный, имеющие определенное положение на профилях.

Первый тип распределения химических элементов характеризует участки фациальных профилей, приближенных к вулканическим очагам и сложенных метаморфизованными пирокластами и породами, содержащими в значительном количестве пирокластический материал (туфобрекчии, туфоконгломераты, туфосланцы, туфогенные гнейсо-сланцы). Здесь наблюдается концентрация  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ .

Упорядоченный тип распределения химических элементов наблюдается на участках фациальных профилей, удаленных от вулканических очагов и сложенных метаморфизованными глинистыми, песчано-глинистыми и железисто-кремнистыми осадками (графитистые сланцы, железистые кварциты). В этой области фациальных профилей накапливаются  $F_{общ}$ ,  $P$ ,  $Mn$ ,  $Ge$  и другие элементы.

Указанные особенности распределения элементов на фациальных профилях формации обязаны своим происхождением формам миграции и скорости захоронения осадков. Так, максимальные концентрации  $Fe$ ,  $P$ ,  $Ge$ , приуроченные к удаленным участкам фациальных профилей, поставлялись в бассейн седиментации вулканическими эксгальциями и переносились в виде истинных растворов и коллоидов и выпадали в осадок совместно с гелями кремния в пелагических, удаленных от вулканических очагов, участках докембрийского бассейна. При этом в зависимости от геохимических условий среды осадконакопления, обусловленных вулканической деятельностью, возникали различные минеральные ассоциации (сульфидная, силикатная, окисная фации железистых пород) и происходила химическая дифференциация.

Пестрый тип распределения химических элементов обусловлен быстрым накоплением и захоронением пирокластического материала, который не подвергался значительному химическому выветриванию. Необходимо отметить, что в отдельных случаях наблюдается некоторая дифференциация химических элементов на участках фациальных профилей, приближенных к вулканическим очагам. Так, на фациальном профиле Костомукшской градации в туфобрекчиях наблюдаются сравнительно высокие содержания  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Cu$  и  $Ge$ . Концентрации указанной группы элементов в туфосланцах, которые фациально замещают туфобрекчии, понижены, вероятно, за счет «выщелачивания» их из вулканических стекол в процессе седиментации. Одновременно происходит обогащение туфосланцев  $Zr$ . Наиболее отчетливо дифференциация некоторых химических элементов в процессе вулканогенно-осадочного типа седиментации проявляется при анализе отношений средних содержаний  $\frac{SiO_2}{Fe}$ ;  $\frac{Mn}{Fe}$ ;  $\frac{P}{Fe}$ ;  $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$  и  $\frac{Al_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$ , которые закономерно убывают от прилежащих к вулканическому очагу членов фациального профиля (туфобрекчии) к наиболее удаленным от вулканического очага членам (магнетитовые гематитсодержащие кварциты), что свидетельствует о наличии химического осаждения и химической дифференциации в процессе осадконакопления (см. табл. 1). Большинство микроэлементов выпадало в осадок в условиях восстановительной геохимической среды и концентрировалось в песчано-глинистых осадках, обогащенных углеродистым веществом (графитистые сланцы). Исключением из общей схе-

\* Общее расположение литологических типов пород в табл. 1—3 отвечает фациальным профилям, отражающим степень удаленности (слева направо) участков формирования осадков от вулканических очагов.

Среднее содержание химических компонентов (в вес. %) в породах сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации Костомукшского месторождения по 168 химическим и 400 спектральным анализам

Компоненты	Туфобрекчии	Туфогенные сланцы	Графитистые сланцы	Грионеритовые и биотит-грионери- товые кварциты	Магнетито-грионеритовые и биотит-грионерит- магнетитовые кварциты	Биотит-магнетитовые, рибекит-магнетитовые с гематитом кварциты
Fe <sub>общ.</sub>	7,26	4,30	7,93	27,33	29,80	35,96
Fe <sup>3+</sup>	1,4	0,91	1,26	8,22	15,32	23,00
Fe <sup>2+</sup>	5,86	3,39	6,67	19,11	14,48	12,96
SiO <sub>2</sub>	52,43	62,55	63,51	48,64	50,90	41,44
мол. кол. SiO <sub>2</sub> атом. кол. Fe	8,73	17,64	9,78	2,20	2,15	1,47
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,75	0,315	0,611	0,107	0,072
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,62	15,75	11,27	4,42	1,33	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	1,57	2,85	1,09	0,12	0,032	0,017
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : SiO <sub>2</sub>	0,23	0,25	0,177	0,090	0,024	0,020
Ti : Al	0,039	0,054	0,031	0,041	0,092	0,098
Mn <sub>о</sub>	0,16	0,111	0,134	0,178	0,086	0,004
Mn : Fe	0,006	0,025	0,016	0,0065	0,0028	0,001
MgO	5,55	2,61	1,81	2,81	1,87	1,43
CaO	9,95	2,93	1,86	2,31	2,09	0,96
S	—	0,21	3,91	0,55	0,26	0,13
P	—	0,03	0,037	0,078	0,085	0,077
P : Fe	—	0,006	0,0046	0,0028	0,0028	0,0021
Ge	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$
Ge : Fe	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$4,42 \cdot 10^{-5}$	$3,27 \cdot 10^{-5}$	$1,35 \cdot 10^{-5}$	$1,18 \cdot 10^{-5}$	$1,08 \cdot 10^{-5}$
V	$1,28 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Ti : V	24,2	76,0	26,7	31,3	88,1	75,7
Cu	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Co	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Ni	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,02 \cdot 10^{-3}$
Sr	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
Ba	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$
Sr : Ba	1 (?)	0,46	0,34	0,50	0,67	0,72

мы распределения микроэлементов являются Р и Ge, максимумы концентрации которых сдвинуты в более удаленные от вулканических очагов пелагические зоны, характеризовавшиеся окисными условиями осадконакопления. Характерно, что для германия отмечаются два пика концентрации. Один из них приурочен к окисному типу гематитсодержащих железисто-кремнистых пород, в которых наблюдаются максимальные содержания магнетита и гематита. Второй, меньший пик концентрации приурочен к силикатному типу железисто-кремнистых пород (грюнеритовые, биотит-грюнеритовые кварциты), что связано, вероятно, с изоморфным замещением двухвалентного железа германием, который входит в кристаллическую решетку амфиболов куммингтонит-грюнеритового ряда (Момджи, Григорьев, 1959).

Представляют также определенный интерес и величины отношений содержаний германия к железу  $\left(\frac{\text{Ge}}{\text{Fe}}\right)$ . В породах рассматриваемых фациальных профилей этот коэффициент закономерно возрастает от наиболее удаленных от вулканического очага членов фациального профиля (железистые кварциты) к вулканогенным осадкам (туфогенные сланцы).

О генетической связи рассматриваемой формации с вулканизмом свидетельствуют отношения средних содержаний  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$  и  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$ , которые постепенно возрастают от прилегающих к вулканическому очагу членов фациального профиля к удаленным (см. табл. 1). Отношение  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  всегда меньше 1, а отношение  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$  располагается в пределах 25—80, что характерно для пород генетически связанных с вулканизмом (Гинзбург, 1957; Albrecht, 1948).

*Распределение химических элементов на фациальных профилях лептито-порфировой железисто-кремнистой формации.* В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, характеризующейся тесной парагенетической связью железистых кварцитов с измененными кислыми туфами и их лавами, наблюдается такой же тип распределения химических элементов, что и в терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации. В этой формации на основании ритмичного и циклического строения рудосланцевых толщ и латеральных изменений, выделяются два фациальных профиля, отличающихся удаленностью формирования пород от вулканических очагов.

Рассмотрение содержаний химических элементов терригенных и химических осадков, удаленных от вулканических очагов, показывает, что средние содержания главных элементов (Fe, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MnO, MgO, CaO и P) и элементов-примесей, а также отношения средних содержаний  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ ;  $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$ ;  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$ ;  $\frac{\text{Cr}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  изменяются закономерно и отражают сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов (табл. 2).

На отрезках фациальных профилей формаций, сложенных вулканическими породами, в распределении петрогенных элементов, элементов-примесей и некоторых их отношений не наблюдалось четкой строгой закономерности, а устанавливалась тенденция к пестрому типу распределения химических элементов. Два типа распределения химических элементов, присутствующих на одном и том же профиле формации, обязано двум формам миграции элементов при осадконакоплении — в форме взвесей и в форме истинных растворов и коллоидов. Характерно, что для большинства элементов-примесей, как и для сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, область максимального накопления падает на сланцевую часть фациальных профилей (туфосланцы, амфибол-гранитовые сланцы и графитистые сланцы).

Среднее содержание химических компонентов (в вес. %) в породах лентито-порфировой железисто-кремнистой формации Костомукшского месторождения по 181 химическому и 667 спектральным анализам

Компоненты	Плагиопорфиры, геллефилиты, лептитовые гнейсы	Туфогенные сланцы	Гранат-амфиболовые сланцы и кварциты	Графитистые сланцы	Грионеритовые и биотит-грионеритовые кварциты	Магнетит-грионеритовые и биотит-грионерит-магнетитовые кварциты	Биотит-магнетитовые и магнетитовые кварциты
Fe <sub>общ.</sub>	1,50	8,31	19,71	4,98	24,25	29,86	31,40
Fe <sup>3+</sup>	0,8	1,89	3,46	1,35	7,64	14,86	21,57
Fe <sup>2+</sup>	0,7	6,42	16,25	3,63	16,61	15,0	12,83
SiO <sub>2</sub>	69,19	61,75	52,21	65,01	53,33	42,97	38,22
мол. кол. SiO <sub>2</sub>	57,6	9,1	3,23	16,1	2,71	1,81	1,41
атом. кол. Fe							
TiO <sub>2</sub>	0,204	0,64	0,548	0,506	0,165	0,135	0,108
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,37	14,21	10,91	16,82	6,33	3,09	2,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	8,33	1,31	0,42	2,56	0,19	0,076	0,055
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : SiO <sub>2</sub>	0,058	0,071	0,118	0,258	0,208	0,230	0,236
Ti : Al	1,4 · 10 <sup>-2</sup>	5,1 · 10 <sup>-2</sup>	5,7 · 10 <sup>-2</sup>	3,4 · 10 <sup>-2</sup>	2,9 · 10 <sup>-2</sup>	4,9 · 10 <sup>-2</sup>	4,7 · 10 <sup>-2</sup>
MnO	0,018	0,054	0,154	0,087	0,142	0,069	0,04
Mn : Fe	9,2 · 10 <sup>-3</sup>	5 · 10 <sup>-3</sup>	6 · 10 <sup>-3</sup>	13,4 · 10 <sup>-3</sup>	4,5 · 10 <sup>-3</sup>	1,8 · 10 <sup>-3</sup>	0,9 · 10 <sup>-3</sup>
MgO	0,48	3,4	4,35	2,43	2,57	2,82	1,5
CaO	2,39	2,45	2,83	1,84	2,76	3,9	1,04
S	—	0,05	0,187	2,95	0,52	0,39	0,09
P	0,007	0,075	0,058	0,029	0,079	0,081	0,056
P : Fe	4,6 · 10 <sup>-3</sup>	8,7 · 10 <sup>-3</sup>	2,9 · 10 <sup>-3</sup>	5,8 · 10 <sup>-3</sup>	3,2 · 10 <sup>-3</sup>	2,7 · 10 <sup>-3</sup>	1,9 · 10 <sup>-3</sup>
Ge	—	1,1 · 10 <sup>-1</sup>	2,4 · 10 <sup>-1</sup>	1,1 · 10 <sup>-1</sup>	2,8 · 10 <sup>-1</sup>	2,7 · 10 <sup>-1</sup>	3,3 · 10 <sup>-1</sup>
Ge : Fe	—	1,32 · 10 <sup>-3</sup>	1,22 · 10 <sup>-3</sup>	2,21 · 10 <sup>-3</sup>	1,15 · 10 <sup>-3</sup>	0,90 · 10 <sup>-3</sup>	0,96 · 10 <sup>-3</sup>
V	1,0 · 10 <sup>-3</sup>	17 · 10 <sup>-3</sup>	11 · 10 <sup>-3</sup>	14,7 · 10 <sup>-3</sup>	2,8 · 10 <sup>-3</sup>	1,6 · 10 <sup>-3</sup>	0,77 · 10 <sup>-3</sup>
Ti : V	118,0	21,8	30,3	20,6	35,5	50,6	84,5
Cu	0,32 · 10 <sup>-3</sup>	4,55 · 10 <sup>-3</sup>	7,7 · 10 <sup>-3</sup>	8,4 · 10 <sup>-3</sup>	4,1 · 10 <sup>-3</sup>	3,2 · 10 <sup>-3</sup>	1,67 · 10 <sup>-3</sup>
Co	0,25 · 10 <sup>-3</sup>	1,7 · 10 <sup>-3</sup>	1,9 · 10 <sup>-3</sup>	3,5 · 10 <sup>-3</sup>	0,4 · 10 <sup>-3</sup>	0,2 · 10 <sup>-3</sup>	0,15 · 10 <sup>-3</sup>
Ni	0,7 · 10 <sup>-3</sup>	7,3 · 10 <sup>-3</sup>	17 · 10 <sup>-3</sup>	19 · 10 <sup>-3</sup>	2,3 · 10 <sup>-3</sup>	2 · 10 <sup>-3</sup>	0,97 · 10 <sup>-3</sup>
Sr	7,2 · 10 <sup>-2</sup>	2,85 · 10 <sup>-2</sup>	2,4 · 10 <sup>-2</sup>	1,2 · 10 <sup>-2</sup>	0,71 · 10 <sup>-2</sup>	0,58 · 10 <sup>-2</sup>	0,57 · 10 <sup>-2</sup>
Cr	0,54 · 10 <sup>-2</sup>	2,1 · 10 <sup>-2</sup>	1,9 · 10 <sup>-2</sup>	2,1 · 10 <sup>-2</sup>	0,68 · 10 <sup>-2</sup>	0,2 · 10 <sup>-2</sup>	0,07 · 10 <sup>-2</sup>
Ba	8,2 · 10 <sup>-2</sup>	4,5 · 10 <sup>-2</sup>	2,1 · 10 <sup>-2</sup>	5,6 · 10 <sup>-2</sup>	2,9 · 10 <sup>-2</sup>	1,1 · 10 <sup>-2</sup>	0,59 · 10 <sup>-2</sup>
Sr : Ba	0,87	0,65	0,45	0,22	0,24	0,53	0,97

Распределение химических элементов на фаціальном профиле спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации. Спилито-диабазовая железисто-кремнистая формация характеризуется тесной парагенетической ассоциацией железистых кварцитов с измененными основными туфами и их лавами.

При изучении характера распределения главных химических элементов в породах, представляющих глубоководные терригенные и химические осадки, устанавливается, что содержание химических элементов определяется положением пород на фаціальном профиле (табл. 3).

Таблица 3

Среднее содержание химических компонентов (вес. %) в породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации Маньгинского месторождения по 61 химическому и 194 спектральным анализам

Компоненты	Амфиболовые, полевшпат-амфиболовые сланцы и амфиболиты	Порфири-бластические* амфибол-хлоритовые сланцы	Графитистые сланцы	Гронеитовые и рогово-обманко-гронеитовые кварциты	Гронеит-магнетитовые кварциты
Fe <sub>общ.</sub>	9,71	23,09	6,81	20,99	35,17
SiO <sub>2</sub>	47,60	29,74	53,68	55,22	39,64
мол. кол. SiO <sub>2</sub>	5,91	1,56	9,12	2,88	1,47
атом. кол. Fe	1,04	0,95	0,79	0,2	0,069
TiO <sub>2</sub>	14,42	17,04	12,16	3,88	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	0,56	1,27	0,019	0,015
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : (FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,302	0,57	0,226	0,184	0,0196
Ti : Al	0,026	0,023	0,023	0,059	0,11
MnO	0,34	0,26	0,24	0,79	0,51
Mn : Fe	2,6 · 10 <sup>-2</sup>	0,87 · 10 <sup>-2</sup>	2,7 · 10 <sup>-2</sup>	2,9 · 10 <sup>-2</sup>	1,1 · 10 <sup>-2</sup>
MgO	7,02	10,39	2,43	3,25	2,35
CaO	10,98	1,33	8,12	5,54	2,54
S	0,17	0,08	5,53	1,29	4,29
P	—	—	—	0,15	0,24
P : Fe	—	—	—	7,1 · 10 <sup>-3</sup>	6,8 · 10 <sup>-3</sup>
Ge	—	1,5 · 10 <sup>-4</sup>	1,3 · 10 <sup>-4</sup>	2,6 · 10 <sup>-4</sup>	3,1 · 10 <sup>-4</sup>
Ge : Fe	—	6,4 · 10 <sup>-6</sup>	1,9 · 10 <sup>-6</sup>	1,2 · 10 <sup>-5</sup>	0,88 · 10 <sup>-5</sup>
V	15,7 · 10 <sup>-3</sup>	9,9 · 10 <sup>-3</sup>	2,77 · 10 <sup>-3</sup>	1,22 · 10 <sup>-3</sup>	0,74 · 10 <sup>-3</sup>
Ti : V	66,2	95	285	88	64
Cu	3,07 · 10 <sup>-2</sup>	3,05 · 10 <sup>-2</sup>	3,69 · 10 <sup>-2</sup>	4,0 · 10 <sup>-2</sup>	3,0 · 10 <sup>-2</sup>
Co	0,5 · 10 <sup>-2</sup>	0,56 · 10 <sup>-2</sup>	0,8 · 10 <sup>-2</sup>	2,1 · 10 <sup>-2</sup>	0,91 · 10 <sup>-2</sup>
Ni	4,8 · 10 <sup>-2</sup>	2,2 · 10 <sup>-2</sup>	3,3 · 10 <sup>-2</sup>	1,1 · 10 <sup>-2</sup>	0,48 · 10 <sup>-2</sup>
Sr	7,2 · 10 <sup>-3</sup>	7,3 · 10 <sup>-3</sup>	5,6 · 10 <sup>-3</sup>	5,6 · 10 <sup>-3</sup>	5,4 · 10 <sup>-3</sup>
Cr	39,6 · 10 <sup>-3</sup>	9,1 · 10 <sup>-3</sup>	3,4 · 10 <sup>-3</sup>	0,6 · 10 <sup>-3</sup>	0,2 · 10 <sup>-3</sup>
Ba	0,9 · 10 <sup>-2</sup>	0,66 · 10 <sup>-2</sup>	1,5 · 10 <sup>-2</sup>	0,84 · 10 <sup>-2</sup>	0,56 · 10 <sup>-2</sup>
Sr : Ba	0,8	1,1 (?)	0,37	0,67	0,97

Особое место среди главных элементов спилито-диабазовой формации Маньгинского месторождения занимает сера (S), максимальные концентрации которой приурочены к графитистым пиритсодержащим сланцам и силикатно-окисному типу железисто-кремнистых пород с резким понижением средних содержаний S в силикатном типе железисто-кремнистых пород.

Такое своеобразное распределение S в породах формации является характерной чертой геохимического профиля спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации, железисто-кремнистые породы которой в значительной степени обогащены этим элементом по сравнению с вулканогенными (лептитовыми) железисто-кремнистыми формациями.

Отношения средних содержаний ряда компонентов —  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{P}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$  и  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$  (см. табл. 3) — убывают в направлении

к более удаленным от вулканического очага членам фациального профиля.

Таким образом, на данном отрезке фациального профиля, как и на профилях рассмотренных выше формаций наблюдается тенденция к сложенно-упорядоченному типу распределения главных элементов.

В распределении средних содержаний химических компонентов на участках фациального профиля, сложенного вулканическими основными породами («порфиробластические» хлористо-амфиболовые сланцы, амфиболовые сланцы и амфиболиты), наблюдается тенденция к неупорядоченному, пестрому типу (см. табл. 3).

Отношения содержаний ряда химических элементов —  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$  и  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$  — на данном отрезке фациального профиля изменяются без видимой закономерности.

В распределении элементов-примесей на фациальном профиле рассматриваемой формации наблюдается та же тенденция, что и для главных элементов.

Исключением из общей схемы распределения элементов-примесей на удаленном отрезке фациального профиля являются Ni, Cu, Mn, Co, Zn, концентрации которых понижаются при переходе от силикатного типа железисто-кремнистых пород к терригенным осадкам. Необходимо обратить внимание, что концентрация этих же химических элементов в породах вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций также является исключением из общей схемы распределения элементов-примесей, но уменьшение концентраций этих элементов в породах формаций происходит при переходе от глиноземисто-железисто-кремнистых пород (амфибол-гранатовые сланцы и кварциты) или глубоководных терригенных осадков (графитистые сланцы) к туфогенным сланцам.

Таким образом, концентрация этих элементов-примесей в породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации несколько смещена в пелагическую, более глубоководную часть фациального профиля по сравнению с фациальными профилями вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций.

Выявление закономерностей распределения химических элементов в различных фациальных профилях вулканогенных формаций Карелии позволяет построить обобщенный геохимический фациальный профиль вулканогенных лептитовых железисто-кремнистых формаций докембрия (рис. 1). Эта схема отображает распределение элементов-примесей на фациальном профиле в зависимости от литологического состава пород профиля, химической подвижности элементов, а также окислительно-восстановительных условий осадконакопления. Определение окислительно-восстановительных условий производится по парагенезу рудных минералов в породах.

На приводимом фациальном профиле выделяются три группы химических элементов, область максимального накопления которых приурочена к различным участкам дна докембрийского бассейна.

Первую группу составляют химически менее подвижные элементы — Si, Al, Ti, V, Ca, Zr, Sr и Ст, накопление которых происходило в пирокластическом (туфовом) материале в непосредственной близости от вулканического очага. Этот участок фациального профиля характеризуется восстановительными условиями седиментации.

Вторая группа элементов, более подвижных, чем элементы первой группы — Mn, Cu, Zn, Ni, Co, Ba и S, — накапливалась на более удаленном от вулканического очага участке докембрийского бассейна, где совместно с тонкой фракцией взвесей, поступающих из вулканического очага, откладывались железисто-кремнистые химические осадки. Этот

участок фациального профиля характеризуется резко восстановительными условиями осадконакопления.

И, наконец, область накопления третьей группы химических элементов располагается на максимально удаленном от вулканического очага участке, характеризуемом окислительными условиями седиментации, где отлагались коллоидные и химические осадки, преобразованные в железистые кварциты. Концентрация на данном участке Fe, Ge и P отражает их высокую миграционную способность и дифференциацию железа от других химических элементов в докембрийское время.

Сравнение геохимических особенностей вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии с терригенно-осадочным типом кремнисто-железистых формаций КМА (Плаксенко, 1966) показывает, что наряду с чертами сходства в характере распределения элементов на фациальных профилях формаций различного генезиса следующие различия.

1. В пределах фациального профиля терригенно-осадочной железисто-кремнистой формации КМА наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов на всем протяжении профиля, что обусловлено интенсивным химическим выветриванием водосборных площадей, поставивших химические элементы, в то время как фациальные профили вулканогенно-осадочных железисто-кремнистых формаций Карелии имеют более сложный тип распределения химических элементов. На участках профилей, сложенных химическими осадками и графитистыми сланцами, наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения элементов; на отрезках фациальных профилей, представленных вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, выявляется пестрый тип распределения элементов.

2. В вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии концентрации ряда химических компонентов ( $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Sr, Ga, V и др.) приурочены к крайним, прилегающим к вулканическому очагу, членам фациальных профилей (туфогенные сланцы), тогда как в терригенно-осадочных формациях КМА максимальные концентрации этих элементов находятся в области более глубоководных членов фациального профиля (в глинистых сланцах, филлитах, кристаллических сланцах и мажорудных магнетитовых кварцитах).

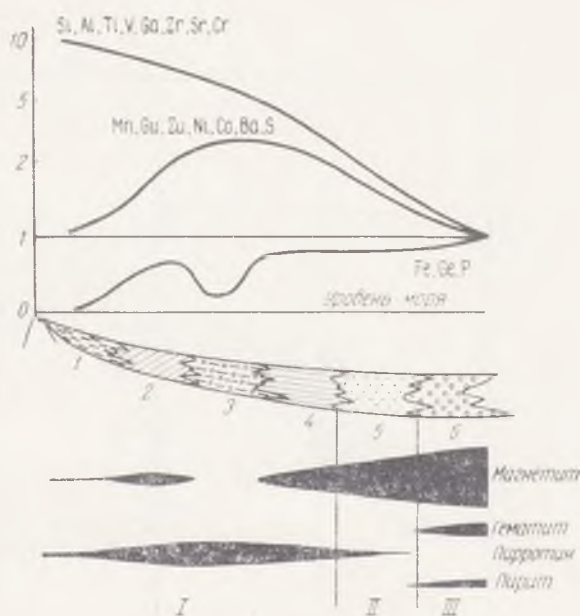


Рис. 1. Схема распределения химических элементов на обобщенном фациальном профиле вулканогенных железисто-кремнистых формаций докембрия Карелии в зависимости от литологического состава пород химической подвижности элементов и окислительно-восстановительных условий. Концентрация элементов в более богатых магнетитом разностях железистых кварцитов принята за единицу. Вертикальный масштаб логарифмический

Условия осадконакопления: I — восстановительные; II — нейтральные и III — окислительные. 1 — туфогенные сланцы; 2 — гранат-биотит-амфиболовые сланцы; 3 — графитистые сланцы; 4 — биотит-грюнеритовые кварциты; 5 — магнетит-грюнеритовые и грюнерит-магнетитовые кварциты; 6 — титовые магнетитовые и магнетитовые гематитсодержащие кварциты



3. В пределах всего фациального профиля терригенно-осадочных формаций КМА MgO преобладает над CaO, что не наблюдается в породах фациальных профилей железисто-кремнистых вулканогенных формаций Карелии.

4. На фациальном профиле терригенно-осадочных формаций КМА «максимум концентрации CaO сдвинут относительно MgO вглубь»; в вулканогенных железисто-кремнистых формациях Карелии концентрации MgO и CaO в пределах фациальных профилей сходны.

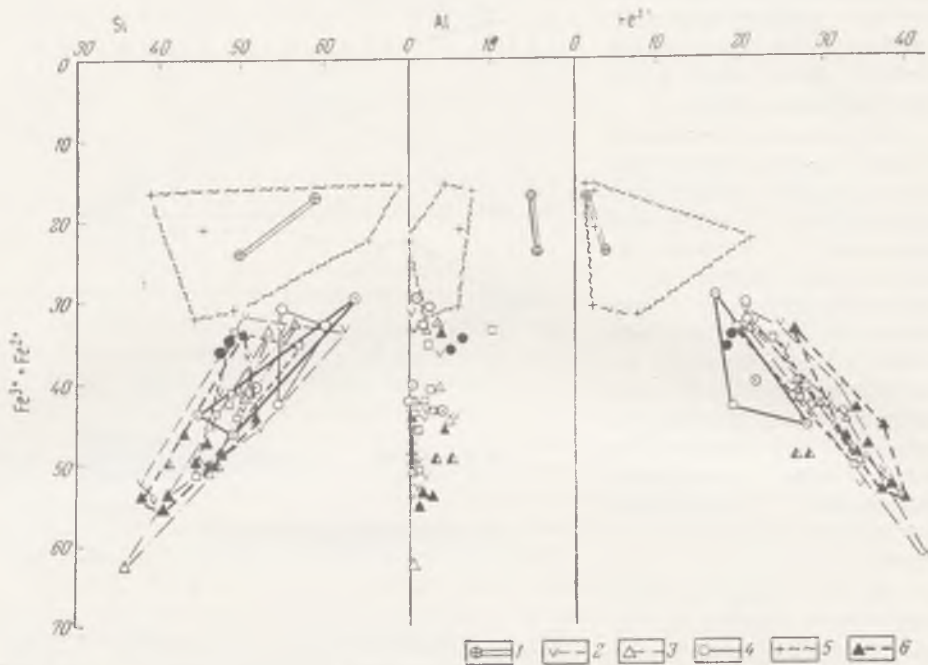


Рис. 2. Диаграммы содержания химических элементов в железистых кварцитах гиммельской серии Зеленосланцевая фация регионального метаморфизма: 1 — хлорит-биотитовые кварциты, эпидот-магнетитовые кварциты; 2 — биотит-гронерит-магнетитовые и магнетит-гронеритовые кварциты; метаморфизма: 3 — кроссит-магнетитовые кварциты; 4 — актинолит-магнетитовые кварциты; 5 — биотиты; 6 — роговообманково-магнетитовые кварциты; 7 — гронерит-роговообманко-магнетитовые и

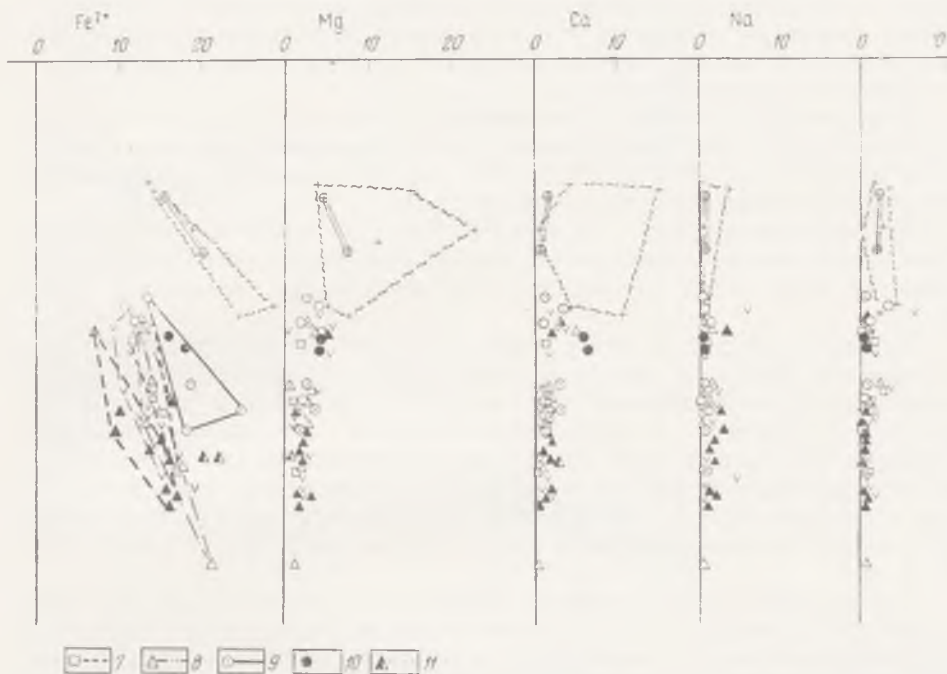
5. В терригенно-осадочных формациях КМА отношения средних содержаний  $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$  и  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$  и  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  на участках рудных фаций профиля закономерно убывают от наиболее мелководных кварцитов к наиболее глубоководным (гематит-магнетитовые и гематитовые кварциты), тогда как в вулканогенных формациях Карелии эти отношения в пределах всего фациального профиля имеют противоположный характер.

6. Отношение средних содержаний  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  в пределах терригенно-осадочных формаций КМА всегда больше 1, что, как отмечает И. И. Гинзбург, характерно для месторождений осадочного происхождения. В породах вулканогенных формаций Карелии отношение  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  всегда меньше 1, что указывает на осадочно-вулканогенное происхождение пород.

7. Отношение  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$  в породах терригенно-осадочных формаций КМА несколько больше 1 и измеряется в пределах 1—10, что свидетельствует (Albrecht, 1948) об осадочном происхождении железистых кварцитов, тогда как в вулканогенных формациях Карелии это отношение изменяется в пределах 25—85, что характерно для вулканогенно-осадочных пород.

## ВЛИЯНИЕ МЕТАМОРФИЗМА НА КОНЦЕНТРАЦИЮ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Для выявления влияния метаморфизма на распределение химических элементов в железистых породах гимольской серии нами использована диаграмма И. В. Александрова (1958, 1959), на которую нанесены данные пересчета химических анализов железистых кварцитов из различных зон метаморфизма (рис. 2). Эта диаграмма позволяет вы-



в зависимости от степени метаморфизма (рассчитанные по методу И. В. Александрова)  
 1 — амфиболовая фация регионального метаморфизма; 2 — рибекит-магнетитовые кварциты; 3 — биотит-  
 4 — грюнерит-биотитовые и биотит-грюнеритовые кварциты. Амфиболитовая фация регионального  
 5 — лит-магнетитовые кварциты; 6 — биотит-грюнерит-магнетитовые и магнетит-грюнеритовые квар-  
 циты; 7 — биотит-магнетитовые кварциты; 8 — магнетит-магнетитовые кварциты; 9 — биотит-магнетитовые и магнетит-магнетитовые квар-  
 циты; 10 — биотит-магнетитовые и магнетит-магнетитовые кварциты; 11 — биотит-магнетитовые и магнетит-магнетитовые кварциты

явить изменение химического состава пород при метаморфизме, а также установить взаимосвязь поведения химических элементов. На диаграмму нанесены химические составы железистых кварцитов, измененных в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма и начальных этапов ультраметаморфизма. При этом большая часть анализов отобрана из железистых кварцитов Костомукшского железорудного месторождения. При построении диаграммы весовые проценты химических элементов пересчитывались на атомные количества. Затем определялась сумма атомных количеств Si, Al,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mg, Ca, Na, K и вычислялись атомные проценты перечисленных элементов. По оси ординат на всех диаграммах откладывалась сумма атомных процентов  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$ , а по оси абсцисс наносились атомные проценты одного из перечисленных выше химических элементов.

Железо в качестве основного химического компонента выбрано по следующим причинам: во-первых, железо при метаморфических и метасоматических процессах в породах железисто-кремнистых формаций, как показали исследования И. В. Александрова (1958, 1959), Н. А. Елисеева и др. (1961), ведет себя инертно; во-вторых, породы, выбранные нами для построения диаграмм, характеризуются повышенными концен-

трациями железа, содержание которого изменяется в широких пределах (от 15,6 до 62 атом. %).

Характерной чертой распределения химических анализов на всех диаграммах являются совместные поля развития хлорит-биотитовых кварцитов (зеленосланцевая фация метаморфизма) и грюнерит-биотитовых кварцитов (эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма).

Лишь на диаграмме  $Al - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$  поля развития этих железистых кварцитов разделяются. Повышенное содержание  $Al$  в хлорит-биотитовых кварцитах (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма), вероятно, объясняется повышенным содержанием глинозема в этих разновидностях железистых кварцитов Совдозерского месторождения и обусловлено седиментацией.

Поля развития других петрографических разновидностей железисто-кремнистых пород на всех диаграммах, за исключением диаграмм  $Fe^{3+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$  и  $Fe^{2+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$ , почти полностью перекрывают друг друга и объединяются в единое поле.

На диаграммах  $Fe^{3+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$  и  $Fe^{2+} - (Fe^{3+} + Fe^{2+})$  происходит незначительное разделение полей различных петрографических разновидностей железистых кварцитов, что обусловлено литологией этих пород.

Как видно из рис. 2, при изменении степени метаморфизма от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма для всех петрографических разновидностей железистых кварцитов осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций гимольской серии (не исключая железистые кварциты, содержащие щелочные амфиболы — ребикиты, кросситы, актинолиты — и щелочные пироксены — диопсид-эгирины не происходит привноса и выноса главных петрогенных химических элементов  $Si$ ,  $Al$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Na$  и  $K$ .

Таким образом, метаморфизм железистых кварцитов был изохимическим для приводимых выше физико-химических условий и протекал в закрытой системе без изменения химического состава пород. Из диаграмм также явствует, что в железистые кварциты не привносились щелочи, хотя в них и присутствуют щелочные минералы (рибекит и др.)

В породах гимольской серии проводилось также изучение влияния метаморфических преобразований на концентрацию элементов-примесей. Эти исследования проводились на минералах железистых кварцитов и обобщены на рис. 3.

Для того чтобы исключить влияние литологического состава пород на концентрацию элементов-примесей в минералах, были исследованы железистые кварциты одной петрографической разновидности с узким интервалом колебаний содержания растворимого  $Fe$  (20—30 %).

На вертикальной оси диаграммы нанесено содержание микроэлементов в весовых процентах; на горизонтальной оси — фации метаморфизма в порядке возрастания степени метаморфизма: эпидот-амфиболитовая фация → амфиболитовая фация → начальные этапы ультраметаморфизма (мигматизация железистых кварцитов кварцевым материалом).

Как видно из диаграмм распределения элементов-примесей в породообразующих минералах железистых кварцитов гимольской серии — магнетите, грюнерите и кварце — при увеличении степени метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма химические элементы —  $Mn$ ,  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $Cu$ ,  $Cr$ ,  $Ge$  и  $Sr$  — ведут себя как вполне подвижные компоненты и чутко реагируют на изменение физико-химических условий среды. При этом намечаются следующие закономерности. При изменении условий от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации регионального метаморфизма происходит по-

нижение концентраций, вынос почти всех элементов-примесей во всех минералах, за исключением Ge и Ti в грюнерите, содержание которых в этих же условиях возрастает.

С дальнейшим увеличением степени метаморфизма от амфиболитовой фации до начальных этапов ультраметаморфизма в изменении концентраций элементов-примесей в минералах намечаются две противоположные тенденции: увеличение содержания почти всех химических эле-

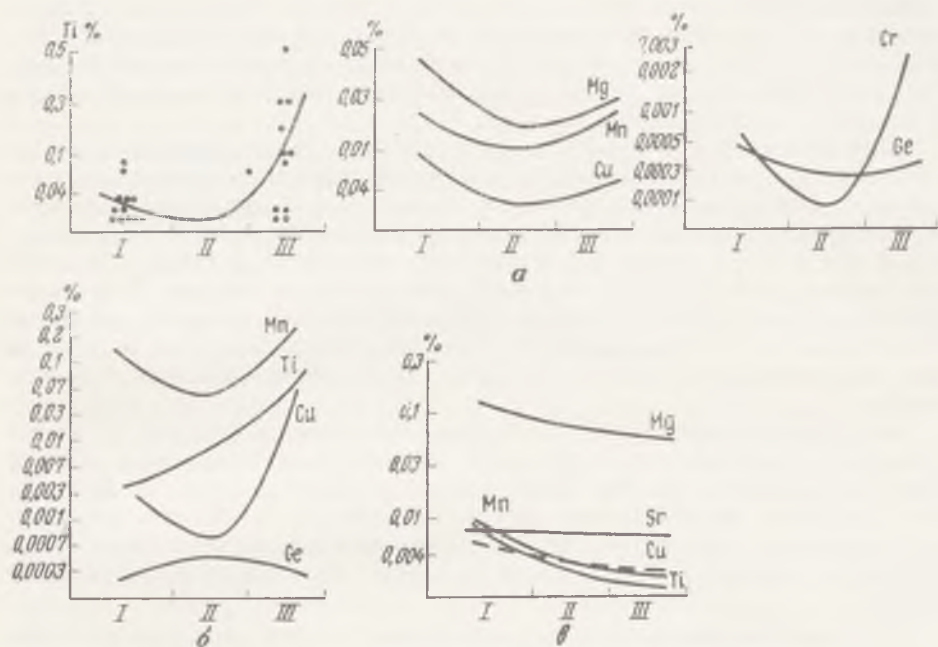


Рис. 3. Диаграммы зависимости содержания элементов-примесей в минералах железистых кварцитов (а — магнетите, б — грюнерите, в — кварце) Костомукшского месторождения в зависимости от степени метаморфизма

I — эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма; II — амфиболитовая фация регионального метаморфизма; III — начальные этапы ультраметаморфизма

ментов при изменении метаморфизма в магнетите и грюнерите и понижение концентраций элементов в кварце.

Такие колебания концентраций химических элементов в минералах железистых кварцитов зависят, вероятно, в первую очередь от высокого химического потенциала элементов-примесей по сравнению с химическим потенциалом петрогенных элементов (Коржинский, 1953), а также изменяющихся физико-химических условий.

Вышеприведенные данные по распределению петрогенных элементов в железистых кварцитах гимольской серии свидетельствуют, что региональный метаморфизм зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма для этих элементов протекал как изохимический процесс без существенного изменения химического состава пород и только в условиях начальных этапов ультраметаморфизма наблюдаются некоторые изменения химического состава железистых кварцитов, заключающиеся в окварцевании пород.

Иная картина наблюдается в поведении элементов-примесей, которые в минералах железистых кварцитов при изменении физико-химических условий среды (для условий регионального метаморфизма и начальных этапов ультраметаморфизма) ведут себя как подвижные компоненты.

## ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОФАЦИАЛЬНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ

В связи с постановкой проблемы метаморфогенного образования месторождений Fe, Cu, Pb, Ni и других элементов интересно рассмотреть данные геохимического изучения гимольской серии и выделить основные типы пород, которые могут явиться потенциальными носителями высоких концентраций некоторых элементов. Для этой цели составлены графики распределения для основных типов пород, обогащенных микроэлементами. При этом метаморфические породы были сгруппированы по формациям, а для сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации, палеофациальные условия седиментации осадков которой были сложными, — по градациям.

При рассмотрении графиков распределения микроэлементов в магнетитовых кварцитах железисто-кремнистой формации отчетливо определяются содержания Ge выше кларковых (рис. 4, а). При этом устанавливается, что максимальные содержания Ge отмечаются в Костомукшской градации, которая формировалась в области фациального перехода кислых туфогенных отложений в мергелистые осадки. В Большозерской и Гимольской градациях, осадконакопление которых протекало в несколько иной фациальной обстановке, содержание Ge в окисном типе железистых кварцитов снижается, приближаясь к кларковым значениям.

Иное распределение по градациям наблюдается для Mn. В Костомукшской градации его содержание не достигает кларковых. Максимальные концентрации Mn наблюдаются в окисных рядах Большозерской градации, формирование которой протекало в области фациального перехода туфогенных (кислых) отложений в песчано-глинистые и глинистые осадки, в сравнительно большом удалении от вулканических очагов.

Все другие микроэлементы, показанные на рис. 4, в окисном типе железистых кварцитов не достигают кларковых содержаний. Однако необходимо отметить, что в Большозерской и Гимольской градациях по сравнению с Костомукшской наблюдаются повышенные содержания Cr, а в Костомукшской градации увеличивается содержание Ga, Cu и Ni.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что несмотря на различие фациальных обстановок седиментации сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации в окисной фации железисто-кремнистых осадков происходило накопление Ge и Mn. Наиболее благоприятными для накопления Ge были области перехода туфогенных отложений в мергелистые осадки (Костомукшская градация). Mn накапливался в областях фациального перехода туфогенных отложений в кластические осадки (Большозерская градация).

В силикатном типе железистых кварцитов, отложение осадков которых происходило в условиях геохимической среды, приближающейся к восстановительной, во всех градациях отмечаются однозначные, выше кларковых содержания Mn и кларковые концентрации Ge.

В Гимольской и Большозерской градациях отмечается содержание Cr выше кларкового.

Другие микроэлементы наблюдаются в концентрациях ниже кларковых или в кларковых. Однако необходимо подчеркнуть, что силикатная фация железисто-кремнистых пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации по сравнению с окисной фацией железистых пород характеризуется большим набором микроэлементов. В этих породах появляются кларковые или близкие к кларку концентрации Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Sr, Be.

Интересно также отметить, что наибольшее количество микроэле-

ментов отмечается в железисто-кремнистых породах силикатного типа Большозерской градации.

В графитистых сульфидсодержащих сланцах, осадки которых отлагались в условиях резко восстановительной среды, отмечается наибольшее количество микроэлементов, однако их концентрации редко превышают кларковые содержания. Выше кларковых концентрации в Костомукшской градации наблюдаются для Mn, Cu, Ga, Zr; в Большозерской градации — для Ti, Cr, Ni, Ga; в Гимольской градации — для Cr и Mn.

Изучение микроэлементов в метаморфизованных туфах и лавах кислого состава терригенно-вулканической железисто-кремнистой формации показало, что концентрации большинства микроэлементов в этих породах не достигают кларковых значений и только для V и Cr отмечаются несколько повышенные их содержания.

В лептито-порфировой железисто-кремнистой формации, в окисном и окисно-силикатном типах железисто-кремнистых пород, набор микроэлементов и их содержание мало отличаются от аналогичных пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации. В железистых кварцитах этой формации наблюдаются содержания Mn и Ge выше кларковых (см. рис. 4, б). Из других микроэлементов в концентрациях ниже кларка отмечаются Ti, Cr, N, Cu, Zn, Ga, Be.

В силикатном типе железисто-кремнистых пород кроме перечисленных микроэлементов, наблюдаются V, Co и Ba. Необходимо отметить, что в железистых кварцитах окисного типа лептито-порфировой железисто-кремнистой формации появляются Be и Zn, не характерные для аналогичных пород сланцево-лептитовой железисто-кремнистой формации.

Наибольшее количество микроэлементов наблюдается в глиноземисто-железисто-кремнистых породах и сульфидсодержащих графитистых сланцах. Обращает внимание, что в глиноземисто-железисто-кремнистых породах, представленных гранатитами, гранатовыми кварцитами и амфибол-гранатовыми сланцами, отмечаются содержания Ag выше кларковых. Концентрации выше кларковых также наблюдаются для Sc (сульфидсодержащие графитистые сланцы), V, Cr, Ni, Cu.

В спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации изучение микроэлементов в окисном типе железисто-кремнистых пород (окисная фация) показало, что в них накапливаются Mn, Co, Cu, Zn, Ni, Ga, Ge (см. рис. 4, в). В кларковых концентрациях наблюдаются Ga и Ni. В силикатном типе железисто-кремнистых пород, отложение осадков которых происходило в условиях нейтральной геохимической среды, увеличиваются содержания Mn, Co, Cu, Zn, а также Ti, который в этих породах достигает кларковых содержаний. Ge и Ga имеют содержания, близкие к кларковым. В железистых породах Совдозерского района отмечается Cr, содержание которого выше кларкового, и появляются Be и V.

Наиболее богатыми по количеству микроэлементов и их содержанию являются сульфидсодержащие графитистые сланцы, в которых наблюдаются концентрации Co, Ni, Cu, Zn, Pb (Маньгинский район), Cr и Zn (Совдозерский район) выше кларковых.

В метаморфизованных основных лавах и туфах, с которыми тесно ассоциируют железистые кварциты, отмечаются содержания V, Cr, Co, Ni, Cu, Mn, Ti, Sr выше кларковых.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные данные по геохимии вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии позволяют сделать некоторые общие выводы, касающиеся геохимических закономерностей осадочно-вулканогенного типа литогенеза в раннем протерозое.

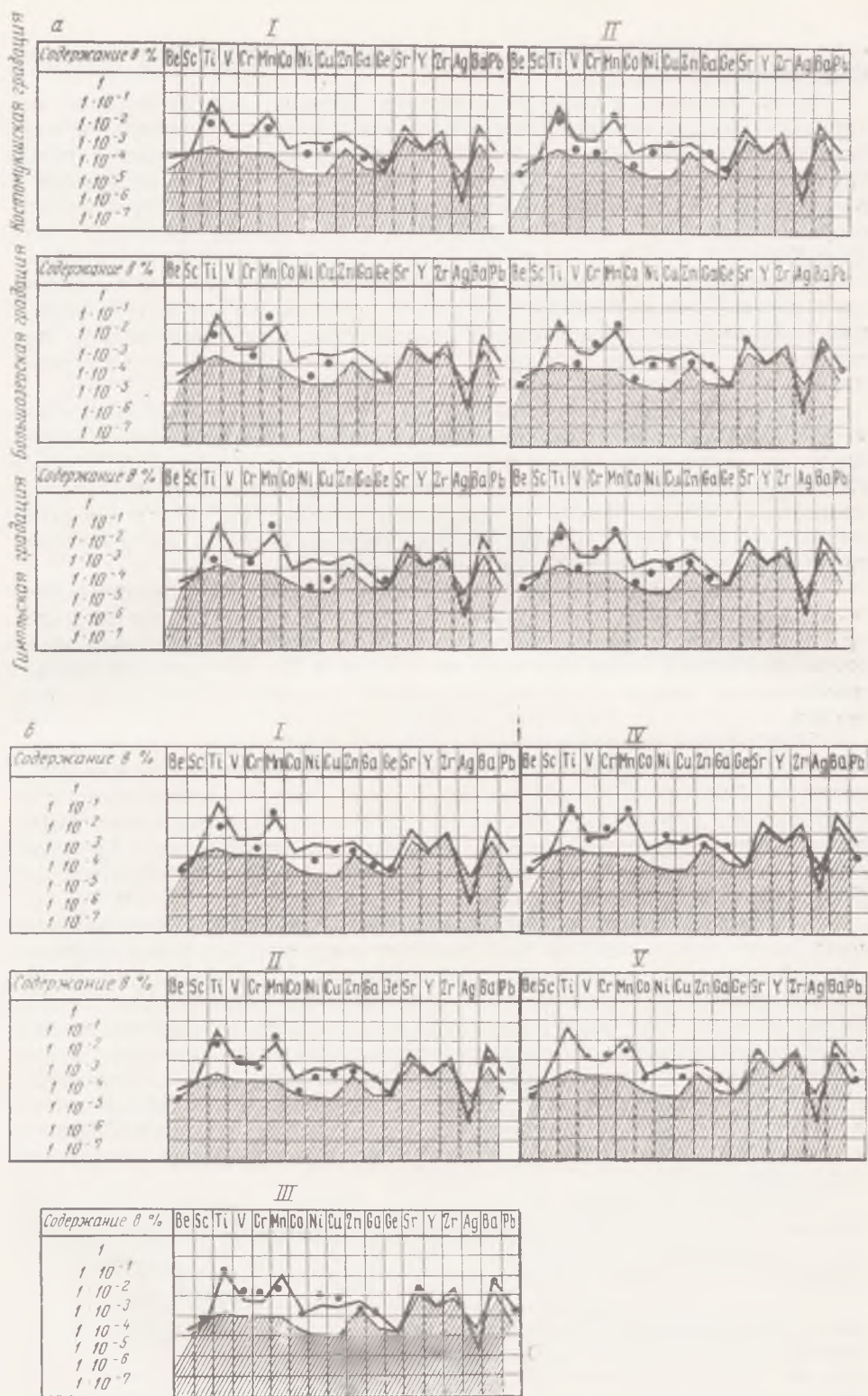
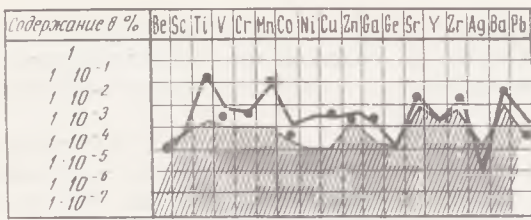
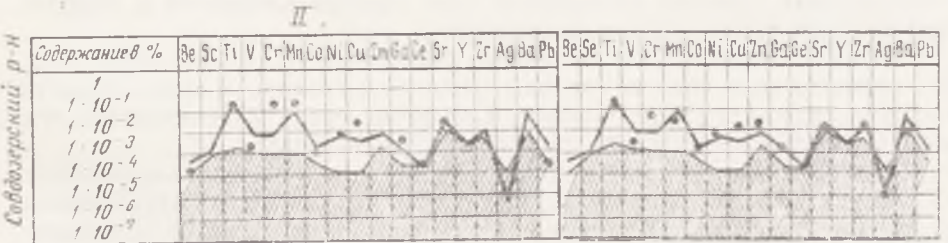
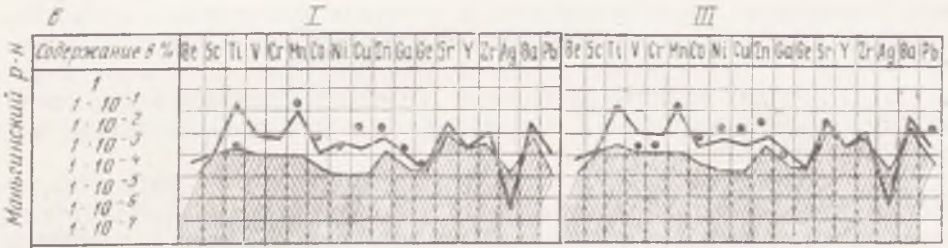
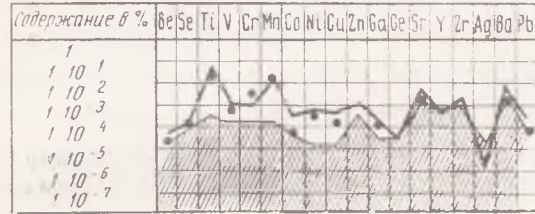
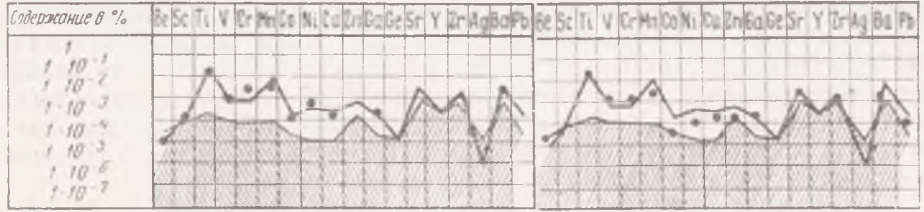


Рис. 4. Спектрограммы содержаний элементов в породах и рудах сланцево-лептитовой (а), леп-  
 Заштрихованная часть спектрограмм — область нечувствительности спектрального анализа; лома-  
 среднее содержание элементов в породах. а: I — магнетитовые, биотит-магнетитовые, гронерит-маг-  
 фидосодержащие сланцы; IV — кварц-биотитовые туфогенные сланцы и лептитовые гнейсы по ним,  
 биотит-гронеритовые кварциты; III — графитистые сульфидсодержащие сланцы; IV — гранат-амфи-  
 флиты, плагиопорфиры и лептитовые гнейсы по ним. б: I — гронерит-магнетитовые кварциты;  
 еще сланцы; V — амфибо

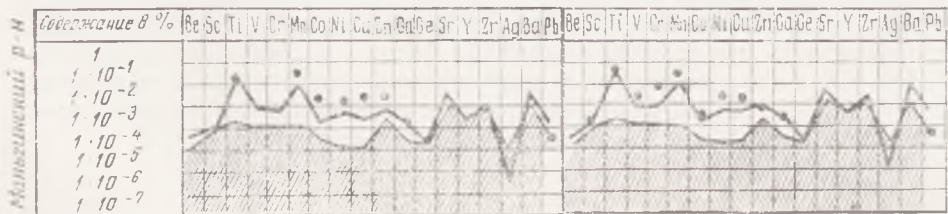
III



IV



IV



тито-порфириевой (б) и спилито-диабазовой (в) железисто-кремнистых формаций.

пая линия — среднее содержание (кларки) элементов в земной коре, точки на спектрограммах — цинкитовые кварциты; II — гронеритовые, биотит-гронеритовые кварциты; III — графитистые сульфидные сланцы; I — магнетитовые, биотит-магнетитовые, гронерит-магнетитовые кварциты; II — гронеритовые, боловые сланцы и кварциты; V — ритмичностные туфогенные сланцы и гнейсо-сланцы; желто-III — гронеритовые, роговообманково-гронеритовые кварциты; III — графитистые сульфидосодержащие сланцы и амфиболиты



1. Распределение химических элементов в железисто-кремнистых формациях Карелии свидетельствует об унаследованности метаморфическими породами первичной осадочно-вулканогенной природы многих химических элементов.

2. Устанавливается своеобразный тип распределения химических элементов, который заключается в сочетании на фациальных профилях пестрого типа распределения со сглаженно-упорядоченным. Пестрый тип распределения химических элементов наблюдается для фаций, формировавшихся вблизи вулканических очагов, и обязан в основном тому, что химические элементы концентрировались здесь преимущественно в пирокластическом материале, который быстро захоронялся, не подвергаясь выветриванию. Сглаженно-упорядоченный тип распределения химических элементов отражает химическую дифференциацию элементов во время осадконакопления и характерен для удаленных от вулканических очагов хемогенных фаций.

3. Распределение отношений средних содержаний  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{P}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Mn}}{\text{Fe}}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ ;  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{SiO}_2}$ ;  $\frac{\text{Ge}}{\text{Fe}}$  в вулканических формациях Карелии возрастает в направлении к вулканическим очагам от более удаленных фаций; отношения  $\frac{\text{Ti}}{\text{Al}}$ ;  $\frac{\text{Ti}}{\text{V}}$  и  $\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$  имеют обратное распределение.

4. В распределении химических элементов по формациям наряду со сходством наблюдаются и различия, которые заключаются в следующем:

а) максимальные концентрации S в железисто-кремнистых формациях лептитового ряда приурочены к участкам фациальных профилей, сложенных графитистыми сланцами, и плавно понижаются к наиболее удаленным от вулканических очагов участкам (магнетитовые кварциты). В породах спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации максимальные концентрации S приурочены к наиболее удаленной фации (железистым кварцитам);

б) в железисто-кремнистых формациях лептитового ряда концентрация ряда элементов-примесей — Cu, Mn, Co, Ni, Zn — приходится на глиноземисто-железисто-кремнистые породы или графитистые сланцы с понижением средних содержаний этой группы элементов к туфогенным сланцам и железистым кварцитам.

В спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации максимальная концентрация этой же группы элементов связана с силикатным типом железисто-кремнистых пород. Снижение средних содержаний этих элементов происходит в сторону графитистых сланцев.

Анализ распределения микроэлементов в железисто-кремнистых формациях Карелии свидетельствует о том, что некоторые литолого-петрографические типы пород содержат концентрации их выше кларковых, что несомненно представляет определенный интерес для поисков в них рудных концентраций Pb, Zn, Ni, Cu, Ag. Прежде всего это касается сульфидсодержащих графитистых сланцев спилито-диабазовой и лептит-порфировой железисто-кремнистых формаций, обогащенных Cr, Co, Ni, Pb, Cu и Au, в которых в определенной геологической обстановке при региональном метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации могли возникнуть промышленные концентрации этих металлов.

#### ЛИТЕРАТУРА

Александров И. В., Змеенкова А. В. Эволюция пород при прогрессивном метаморфизме (на примере средней свиты криворожской серии). «Геохимия», 1958, № 1.

Александров И. В. Об особенностях эволюции пород криворожской серии при щелочном метасоматозе. «Геохимия», 1959, № 1.

Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., 1957.

Елисеев Н. А., Никольский Н. Н., Кушев В. Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Момджи Г. С., Григорьев В. М. Германий в железных рудах. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж, 1966.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

В. А. СОКОЛОВ, А. П. СВЕТОВ

## ОПЫТ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЯТУЛИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ КАРЕЛИИ

Природа основных пород ятулия долгое время была предметом дискуссии — интрузивные или эффузивные породы залегают среди ятулийских осадочных толщ? Этот вопрос ставили и пытались решать многие геологи, занимавшиеся тематическими и картосоставительскими работами. Однако, имея в своем распоряжении лишь отрывочный фактический материал, исследователи не могли убедительно аргументировать свои точки зрения и поэтому высказывали различные суждения.

М. А. Гилярова (1966), О. А. Рийконен (1960) и др. считали основные породы интрузивными. Н. А. Елисеев (1928), В. М. Тимофеев (1955), Л. Я. Харитонов (1941), В. А. Соколов (1955) и др. относили часть ятулийских основных пород к эффузивным образованиям, хотя выделяли силлы и дайки. В. В. Яковлева (1959), К. О. Кратц (1963) и др. показывали эти породы на картах как нерасчлененные поля диабазов, т. е. признавая в принципе существование интрузивов и эффузивов, не имели фактического материала для выделения типов пород.

Различное толкование природы основных пород отрицательно сказывалось на работе по составлению геологических карт и по существу лишало геологов возможности проводить осмысленное прогнозирование на разные типы оруденения, связанного с этими породами.

Поэтому одной из задач геолого-литологических исследований ятулийских отложений Центральной Карелии, проводимых институтом геологии Карельского филиала АН СССР с 1960 по 1966 г. \*, было детальное изучение основных пород, которые залегают в составе толщ ятулия.

В ходе проводимых работ был накоплен определенный опыт палеовулканологических исследований среднепротерозойских (ятулийских) осадочно-вулканогенных толщ. Мы надеемся, что он может быть полезным для исследователей зеленокаменных пород докембрия, учитывая, что поля этих пород до сих пор во многих районах Карелии остаются нерасчлененными. Изучение основных пород важно в научном и практическом отношении, так как с ними связано медное оруденение.

Палеовулканологические исследования в этих работах проводились как составная часть комплексного детального геолого-литологического изучения ятулийских образований. При этом комплексность выражалась не только во всестороннем изучении (комплекс методик) состава, структур и текстур и других особенностей пород для решения литологических или палеовулканологических задач, но и в том, что на основе применения разных методов (геологических, литологических, палеовулканологических, палеоботанических и т. д.) решались различные задачи стратиграфии, тектоники, палеовулканологии и литологии ятулийских отложений. Мы подчеркиваем, что только при комплексном изучении геологии вмещающих пород (в данном случае ятулийских осадоч-

\* В этой работе, кроме авторов статьи, принимали участие Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, Ю. И. Сауук, К. И. Хейсканен.

ных отложений) можно расшифровать строение магматических образований (в данном случае ятулийских). Комплексность исследования, особенно в геологии докембрия, должна быть основным требованием и условием выполнения поставленной частной задачи.

В зависимости от поставленных целей палеовулканологические исследования имеют различную специфику. Из всей совокупности вопросов мы коснемся следующих: 1) критериев отличия эффузивных основных пород от интрузивных; 2) изучения основных пород для решения геологических задач; 3) опыта реставрации механизма формирования вулканических построек.

**Критерии отличия эффузивов от интрузивов.** Они неоднократно с различной полнотой описывались в литературе (Шрок, 1950; Сергиевский, 1954; Устиев, 1958; Фаворская, 1960; Гилярова, 1966). Мы остановимся на тех приемах, которые использовались в нашей практике.

**Установление морфологии тел основных пород.** В процессе детального описания разрезов по профилям (в 1—10 км друг от друга) вкрест простирания ятулийских толщ, а также при прослеживании отдельных горизонтов по простиранию в пределах отдельных тектонических структур ставилась задача оконтурить залежи основных пород, установить их структурное взаимоотношение с вмещающими осадочными породами. Анализ данных по залеганию слоистости и других структурно-текстурных признаков осадочных пород и первичных стратификационных особенностей основных пород, характер контактов и др. давали в совокупности материал для отделения секущих тел интрузивных основных пород (даек, штоков и др.) от залежей, согласных с осадочными породами (силлы, потоки, покровы и др.). Установленные по сумме признаков тела основных пород, прорывающие осадочные породы, изучались для определения места в ряду интрузивных или вулканических фаций. Согласные залежи основных пород исследовались для решения вопроса — интрузивы это или эффузивы.

**Изучение внутреннего строения тел основных пород.** Изучение вертикального разреза тел основных пород, залегающих согласно с осадочными породами, проводилось в первую очередь. В районах Центральной Карелии среди ятулийских отложений такие согласные залежи основных пород имеют мощность от нескольких до 200—350 м. Независимо от мощности тел, детально описывались все структурно-текстурные особенности пород в вертикальном разрезе от одного до другого контакта с вмещающими осадочными породами. Такого рода детальные описания осуществлялись вкрест простирания пород по профилям с сопутным составлением глазомерного плана местности и нанесением на него геологических и геоморфологических данных.

В результате этой работы выяснилось, что «пласты» основных пород имеют два вида строения. Первый вид — это «пласты», состоящие обычно из нескольких самостоятельных, перекрывающих друг друга покровов (до 15 покровов) и переслаивающихся иногда с осадочными и туфогенными породами. Второй вид — это один обычно мощный монолитный пласт.

Изучение «пластов» первого вида показывало, что отдельные покровы при их неоднородности характеризуются резко выраженной асимметрией вертикального разреза. Выделяются следующие типы внутреннего строения покровов мощностью от 20 до 50 м (от подошвы к кровле):

1) мелкозернистые афанитовые диабазы → эпидотизированные диабазы → роговообманковые порфириты → мандельштейны, иногда пенные лавы с силицитами;

2) мелкозернистые диабазы → роговообманковые порфириты → мандельштейны — автобрекчии;

3) мелкозернистые диабазы → роговообманковые порфириты → шаровые лавы;

4) мелкозернистые диабазы → диабазовые порфириты → мандельштейны;

5) мелкозернистые диабазы → диабазовые порфириты → автобрекчии.

Для покровов мощностью от 10 до 20 м характерно такое строение: мелкозернистые диабазы → мандельштейны.

Покровы мощностью менее 10 м сложены диабазами и шаровыми лавами.

Ширина отдельных «зон» в покровах большой мощности (20—50 м) варьирует в значительных пределах. Но обычно более мощной является «диабазо-порфировая зона», слагающая от 50 до 75% объема покровов, а также «мандельштейновая зона», которая образует от 20 до 50% объема покровов. Покровы непосредственно перекрывают друг друга или отделяются прослоями осадочных и туфогенных пород мощностью до 5 м.

Изучение «пластов» второго вида показало, что они в вертикальном разрезе имеют обычно симметричное строение. У нижнего и верхнего контактов они сложены афанитовыми и мелкозернистыми породами (чаще диабазами), а к центральной части постепенно сменяются крупнозернистыми породами (габбро-диабазы, габбро) со шлировой, такситовой и даже пегматоидной текстурами.

Отмеченные различия в строении вертикального разреза «пластов» основных пород дали первое основание относить «пласты» первого вида к эффузивным, а «пласты» второго вида к интрузивным образованиям.

*Изучение контактов основных пород с вмещающими их осадками.* В нижнем контакте «пластов» первого вида отмечалось магматическое воздействие на подстилающие осадки, которое выражается в частичной хлоритизации цемента осадочных пород, слабом окварцевании, а также в образовании зон скарнирования тремолит-актинолитового состава мощностью до 1,5 м.

Кроме того, в подошве лавового потока (р. Суна) описаны ксенолиты подстилающих песчаников и сланцев.

В кровле этих «пластов» обычно наблюдается эрозивный контакт с перекрывающими осадками. На поверхности потоков образуются эрозивные врезы, в составе осадков встречаются обломки подстилающих основных пород. В ряде пунктов района Сегозера на поверхности покровов сохранилась древняя кора химического выветривания основных пород.

Другая картина устанавливается на контакте «пластов» основных пород второго вида. Как в верхнем, так и в нижнем контактах здесь устанавливается активное магматическое воздействие на вмещающие осадки, которое выражается как в преобразовании минерального состава вмещающих пород, так и в изменении их текстурно-структурных особенностей. В случае залегания интрузивных тел габбро-диабазов в виде пластовых силлов в карбонатно-сланцевых породах в зоне их экзоконтактов возникают зоны тремолит-актинолитовых и тремолит-альбитовых скарнов мощностью до 1,5—2,0 м, содержащих обильную вкрапленность новообразованного пирита (р. Кумса).

Контактовое влияние силлов на вмещающие кварцито-песчаники и песчаники заключается в значительном окварцевании пород, частичной их хлоритизации и перекристаллизации цемента, в результате чего возникают роговиковоподобные породы кварцитового облика.

В тех случаях, когда не обнажены контакты магматических и осадочных пород, для различия «пластов» первого и второго вида, т. е. эффузивных и интрузивных пород, использовались данные по типам их

пластовой отдельности. Для эффузивных пород наиболее характерными формами отдельности являются пластовая и столбчатая. Пластовая отдельность в наиболее ярком виде формируется в нижних частях лавовых потоков и характеризуется наличием прямолинейных параллельных подошве потоков, разделяющих породы на плитообразные, очень крупные блоки прямоугольной формы. Столбчатая форма отдельности в наилучшей степени выражена, как правило, в средних и верхних частях лавовых потоков и характеризуется наличием полигональных призм, перпендикулярных к основанию лавовых потоков.

Для силлов наиболее обычной является параллелепipedальная отдельность, разбивающая породы на серии небольших по размеру брусков и блоков. Лишь в редких случаях в них также наблюдается довольно отчетливая пластовая отдельность как в подошве, так и в кровле залежей с образованием мелких прямоугольных блоков.

*Наблюдения за характером контактовой поверхности залежей основных пород с вмещающими их осадками.* В силлах контактовые поверхности обычно ровные и контакты с вмещающими породами резкие. В лавовых покровах поверхность кровли обычно неровная. Здесь отмечаются бугристая, ячеистая (в пенистых лавах) поверхность со струями и корками течения, образования типа канатных лав, в редких случаях устанавливаются глыбовые поверхности с котловиноподобными понижениями, нередко заполненными туфогенно-осадочными породами или яшмовидными силицитами. Во многих случаях поверхность некоторых потоков лав является шлакоподобной, кавернозной, обусловленной наличием в кровле пенистых миндалекаменных лав.

*Анализ пространственного размещения основных пород в составе осадочных толщ.* По сумме структурно-текстурных признаков ятулийских осадков в них устанавливаются крупные трансгрессивно-регрессивные осадочные циклы разной мощности. При этом эффузивы всегда залегают на границе между циклами и в кровле крупных регрессивных циклов. По этой особенности локализации эффузивов в составе ятулийских толщ, подтверждаемой большим фактическим материалом, они существенно отличаются от характера распределения силлов. Последние залегают среди как терригенных, так и карбонатных пород, обычно без связи с циклическим строением толщ, хотя чаще — среди осадков, образующихся в трансгрессивные этапы развития.

*Установление петрохимических особенностей пород.* Результаты петрохимических пересчетов и анализ векторных диаграмм позволяют выделить самостоятельные поля составов интрузивных и эффузивных пород, что находит полное соответствие с геологическими материалами (Светов, 1968). Кроме того, известно, что коэффициент окисления для эффузивов  $[Fe_2O_3: (Fe_2O_3 + FeO)]$  изменяется в широких пределах (от 0,2 до 0,84), в то время как для габбро-диабазов он стабилен и равен 0,5.

Указанные выше признаки отличия силлов от покровов не исчерпывают всех возможных критериев, употребляемых для этих целей, и применение их в нашей практике дало обнадеживающие результаты.

**Изучение основных пород для решения геологических задач.** Изучение основных пород для решения разных вопросов геологии ятулия было одной из задач тематических исследований и базировалось на определенных выводах о природе основных пород. Выявление эффузивной природы этих пород позволяло решать следующие частные задачи.

*Определение истинного залегания (кровли — подошвы) пластов в сложнодислоцированных геологических структурах.* О приемах определения кровли и подошвы покровов, имеющих асимметричное строение, резкое отличие кровли от подошвы, различие в типе контактовых поверхностей и т. д., нет надобности говорить подробнее. Но важно подчеркнуть, что использование основных пород для этих целей позволило

уточнить строение Надвоицкой, Летнеозерской, Сегозерской, Елмозерской и ряда других складчатых структур ятулия. О том, что контуры ятулийских структур, строение которых расшифровывалось с использованием данных об истинном залегании эффузивных пород по палеовулканологическим характеристикам, были показаны на геологических картах правильно, свидетельствуют, в частности, геофизические материалы. Так, проведенная А. П. Световым интерпретация материалов крупномасштабной аэромагнитной съемки показала полную сходимость геологических и геофизических наблюдений.

*Выявление маркирующих горизонтов.* Строгая приуроченность основных эффузивов к границе крупных осадочных циклов на значительных площадях Центральной Карелии позволило придать «пластам» эффузивов значение маркирующих горизонтов (Соколов, (1955). Изучение геологии и литологии осадочных толщ ятулия, прослеживание основных пород по простиранию при изучении их мощности и количества покровов, направлений течения лав и т. д. дало убедительный материал для доказательства сопряженности тектонических глыбовых движений и вулканизма с характером формирования различных фациальных обстановок в ятулийских седиментационных областях. Для Центральной Карелии значение эффузивов как маркирующих горизонтов для сопоставления разрезов ятулия теперь не вызывает возражений и поэтому этот опыт с успехом может быть распространен на всю Карелию и сопредельные территории.

*Установление тектонических разломов, их морфологии и других особенностей.* Часто решение этой задачи возможно лишь по приуроченности к разломам основных пород. Здесь важное значение имеет расшифровка строения залежей интрузивных основных пород. Картирование даек диабазов и габбро-диабазов, имеющих иногда отчетливую трахитоидность, в совокупности с изучением вмещающих пород позволило проследить крупные тектонические разломы и тем самым определить особенности строения ятулийских тектонических структур (например, проследить краевые разломы в Сегозерско-Елмозерской, Лубосалминской и других структурах). Приуроченность некоторых даек к брахиантиклиналям дала основание установить наличие, по-видимому, полукольцевых разломов на сводах антиклинальных складок, т. е. распределение интрузивных пород в составе ятулия, морфология их залежей дала необходимый материал для установления различных генераций разломов. Детальное же изучение силлов, как, например, проведенное А. П. Световым изучение силла «медные горы», дало основание выделить зоны тектонических нарушений позднеятулийского времени. Ранее считалось, что габбро-диабазы р. Кумсы представляют собой серию крутопадающих даек, пространственно приуроченных к зонам тектонических нарушений постятулийского времени, однако детальными исследованиями этого района было установлено, что данные габбро-диабазы являются частями одного и того же силла, внедрившегося в песчано-карбонатно-сланцевые осадки верхнего ятулия и смятого в складки совместно с ними в более позднее время. В дальнейшем они были разбиты разломами на серию блоков, испытавших различную амплитуду перемещения. Это позволило, таким образом, установить разновозрастные тектонические движения в зоне одного и того же крупного разлома.

Изучение геологии ятулийских основных пород позволило более четко представить ход геологической истории в до- и послеятулийское время. Размещение центров излияний и гипабиссальных интрузий в ятулийских образованиях указывает на унаследованность и преемственность геологического развития вдоль зон долгоживущих разломов. Так, например, анализ геологических и палеовулканологических материалов по ятулийским и доятулийским основным породам в пределах Кумсинской структуры в районе Северного Прионежья показывает, что в зоне

разлома, проходящего от северного конца Онежского озера в северо-западном направлении вдоль р. Кумсы, приурочены не только сумный-ские диабазы, диабазовые порфириды, туфобрекчии значительной мощности, но и одна из зон подводящих каналов эпохи ятулийского вулканизма. В течение ятулия здесь была сформирована толща ниже- и среднеятулийских лав общей мощностью до 250 м. Здесь же в верхнеятулийское время произошло внедрение интрузивных габбро-диабазов. В четвертичное время здесь также устанавливаются признаки интенсивных неотектонических подвижек с амплитудой перемещения блоков до 30—50 м (Бискэ, Горюнова, Лак, 1966).

**Опыт реставрации механизма формирования вулканических построек.** В настоящее время в пределах площадей распространения ятулийских отложений установлены центры вулканических излияний, описаны остатки вулканических аппаратов и т. д., что свидетельствует о возможности палеовулканологических исследований в докембрии. Для изучения механизма вулканической деятельности проводилось следующее.

*Изучение лавовых разрезов для установления количества и мощности покровов.* В районах или отдельных зонах с широким распространением лавовых образований проводилось детальное описание разрезов по лавовым толщам с попутным составлением глазомерных геологических планов. В результате в большинстве случаев удавалось установить особенности строения лавовых толщ в каждом разрезе, выяснить мощности лавовых потоков и их число. Сопоставление этих данных по ряду разрезов на определенной площади позволяло установить направления выклинивания лавовых потоков, т. е. наметить район предполагаемого местоположения центров лавовых излияний.

*Выявление текстур течения лавы.* Геологическими работами было установлено, что в ряде случаев в лавовых потоках устанавливаются также текстурные признаки, которые можно интерпретировать как текстуры первичного течения лавы и по ним производить замеры этого течения (Соколов, Светов, 1968). В качестве таких текстур были использованы языки течения лав, волнистые поверхности лавовых потоков, ориентировка обломков в автобрекчиях лав, ориентировка отдельных шаров и подушек в шаровых лавах, ориентированное расположение удлиненных, червеобразных миндалин, ориентировка столбообразных скоплений миндалин (пористых цилиндров), газовые каналы, серповидные миндалины и т. д. Наблюдения за выделенными текстурами течения в совокупности с общегеологическими данными позволяют также выявить основные направления течения лав, установить районы предполагаемого расположения вулканических аппаратов, т. е. подойти к решению вопросов механизма формирования лавовых полей (плато).

*Установление горизонтов пирокластических пород.* Расчленение лавовых толщ и изучение их внутреннего строения производилось с целью не только установить последовательность событий при формировании обширных лавовых полей, но и установить характер самого эруптивного процесса. Для этого с наибольшим вниманием изучались осадочные породы между лавовыми потоками, где нередко устанавливались прослойки разнообразных терригенно-осадочных пород. В составе ятулийского вулканического комплекса туфы имеют резко подчиненное значение среди других вулканогенных образований, однако наблюдения за ними позволяют выяснить многие особенности вулканических эксплозий. Результаты изучения вещественного состава пирокластического материала и его распределение по площади используются в палеовулканологических реконструкциях, так же как наблюдения за текстурно-структурными признаками пирокластов позволяют решить вопрос о фациальных условиях их образования.

*Выделение фаций ятулийского вулканического комплекса.* Анализ всего собранного материала по геологическим особенностям основных



пород, их составу, строению, текстурно-структурным признакам, а также реставрации процессов вулканизма с выявлением их этапности (стадийности) позволили выявить главные особенности способа, условий (механизма) формирования определенных вулканических продуктов (групп пород), возникших на некоторых стадиях развития вулканизма — вулканических фаций. Изучение геолого-литологических особенностей вмещающих вулканогенных образований осадочных пород позволило выяснить фациальные обстановки, существовавшие на каждом конкретном участке вулканической зоны, в момент образования тех или иных фаций.

И как результат всех проведенных работ явилось составление серии палеовулканиологических карт эпохи ятулийского вулканизма, отражающих все главные закономерности пространственного и временного развития вулканических процессов и наложение их продуктов на определенные фациальные обстановки областей ятулийского седиментогенеза, существовавшие к тому времени.

Приведенный материал о приемах изучения основных пород ятулийского вулканического комплекса показывает, что в условиях достаточно сильно измененных основных вулканогенно-осадочных пород докембрия Балтийского щита при определенном подходе к изучению условий их образования, применяя определенные методические приемы, принципиально возможно расчленение вулканогенных членов крупных стратиграфических подразделений на группы пород, выяснение условий их образования, а также проведение палеогеографических и палеовулканиологических реконструкций, эпох вулканизма, имевших место 1,8 миллиард лет назад. Этот опыт изучения ятулийского вулканизма, по нашим представлениям, может быть полезным при проведении подобных работ в других районах нашей страны.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бискэ Г. С., Горюнова Н. Н., Лак Г. Ц. Новые данные о четвертичных отложениях и неотектонике Онего-Сегозерского водораздела. В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Петрозаводск, 1966.
- Гилярова М. А. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. В сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., изд-во «Недра», 1966.
- Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 57, вып. 1, 1928.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, М.—Л., 1963.
- Рийкконен О. А. К геологии побережья Сегозера. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.
- Светов А. П. Некоторые петрохимические особенности ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии. 1968.
- Сергиевский В. М. Эффузивные породы и туфы. В кн. «Методическое руководство по геологической съемке и поискам». М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Соколов В. А. К геологии верхнекарельских образований Северного Прионежья. Тр. Карело-Фин. фил. АН СССР, вып. 3, 1955.
- Соколов В. А., Светов А. П. Геология ятулийского вулканического комплекса Центральной и Южной Карелии. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, 1968а.
- Соколов В. А., Светов А. П. О некоторых типах текстур течения в лавах ятулия Центральной Карелии. Тр. Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 3, 1968б.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Вып. 5, Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Ануйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. Тр. Лабор. вулканогеологии АН СССР, вып. 13, 1958.
- Фаворская М. А. Принципы изучения эффузивных образований в процессе их картирования. В кн. «Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Сев. Кавказа, Казахстана. Забайкалья и Приморья». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Лен. геол. упр., вып. 23, 1941.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слонистых пород. Пер. с англ., М., изд-во ИЛ, 1950.

М. Т. КОЗЛОВ

## К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Древние вулканогенные толщи широко распространены в осадочно-эффузивных образованиях докембрия Балтийского щита (Хольтедаль, 1957; Кратц, 1963; Полканов и Герлинг, 1964; Харитонов, 1966). Изучение геологического строения древних вулканогенных толщ представляет определенные трудности, так как первичные признаки пород, по которым можно с успехом определить структуру и стратиграфию их, сильно затушевываются метаморфизмом. В связи с этим геологическое строение одних и тех же районов рассматривается исследователями по-разному (Загородный и др., 1964; Гилярова, 1967; Харитонов, 1966; Иванов, 1966). Скрупулезное изучение первичных признаков, отражающих характер залегания горных пород, поможет более определенно и однозначно решать различные вопросы геологии вулканогенных толщ.

Признаки, по которым определяют залегание вулканогенных пород, хорошо и подробно описаны Р. Шроком (1950). Им приведено более 25 основных признаков, надежность результатов которых проверена многолетней практикой. Однако, как показал опыт наших исследований на Кольском полуострове, они не все в одинаковой мере применимы к определению кровли и подошвы «пластов» и получения другой геологической информации в древних вулканогенных образованиях. Не обсуждая достоверность результатов существующих признаков, остановимся только на тех, по которым были получены хорошие результаты при изучении вулканогенной толщи имандра-варзугской серии, условно относимой к среднему протерозою. Породы имандра-варзугской серии регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации. На них почти повсеместно накладываются более позднее рассланцевание и диафторез и только в зонах разломов они метаморфизованы в различных фациях вплоть до гранулитовой.

В пирокластических породах и туффидах лучше всего сохраняются текстурные особенности горной породы, по которым можно судить о характере ее залегания. Такие реликтовые текстуры в туфогенной толще р. Варзуги дали право П. В. Соколову в 30-х годах говорить о нормальном (не опрокинутом) залегании горных пород в «свите имандра-варзуга» и моноклиальной структуре. На левом берегу р. Варзуги у порога Резуй (восточнее обнажений, описанных П. В. Соколовым) имеются скальные выходы темно-серых туфов. Породы интенсивно рассланцованы и распадаются на тонкие плитки. На выветрелой поверхности видны более темные и тонкозернистые полосы реликтовой слоистости, которые располагаются нормально к сланцеватости. В больших шлифах толщиной до 0,4 мм хорошо видна слоистость — слойки (рис. 1) образуют множество микроритмов, в которых псаммитовые средне- и мелкозернистые литокластические туфы порфиритов постепенно переходят в пелитовые туфы. На слоек верхнего ритма с размывом ложится слоек пелитового туфа, который также с размывом перекрывается серией слойков мелкозернистого туфа. На размытой поверхности мелко-

зернистого туфа лежит среднезернистый литокластической порфиритовый туф. Верхняя поверхность размыта выражена лучше, чем две предыдущих. Туфы в результате метаморфизма и последующего расщепления перекристаллизованы и превращены в сланцы, в которых обломки пород и слюдяные новообразования длинными осями располо-



Рис. 1. Слоистый литокластический туф основного состава. Кровля находится в правой стороне. Видны поверхности размыва. Снято в проходящем свете

жены нормально к слоистости, т. е. они вытянуты по сланцеватости. Несмотря на такое изменение, как видно из сделанного выше описания, кровля и подошва в породе определяются легко по характеру ритмичности и поверхностям размыва. Кроме этого, такая текстура породы позволяет сделать вполне определенные выводы о динамике вулкана.



Рис. 2. Подушечные (пиллоу) лавы. Темные полосы между подушками — афанитовый порфирит; светлая масса — кремнистое вещество

Кровля и подошва в эффузивах наиболее легко и надежно определяются в потоках подушечных лав, обнажения которых имеются в разрезах сейдореченской свиты имандра-варзугской серии. Восточная часть о. Высокого на оз. Имандра (у ст. Нефелиновые Пески) сложена подушечными лавами (пиллоу-лавы) основного состава, которые имеют субширотное простирание и падают к югу под углами  $28-40^\circ$ . Породы рассланцованы, сланцеватость простирается субширотно и падает к югу под углами  $50-70^\circ$ , т. е. сечет породы по падению. Форма подушек разнообразная, но преобладают разновидности, которые (Шрок, 1950) принято называть «караваями», «булками» и «баллонами» (рис. 2). Перифери-

ческая часть подушек сложена гялопилитовым или витрофиром порфирином, к центру зернистость возрастает и структура становится апоинтерсертальной. Некоторые подушки имеют хорошо выраженную сферическую отдельность, которая обусловлена или поверхностным натяжением при остывании или, как указывает А. Ритман (1964), механизмом образования. Верхние части подушек, обращенные в южную сторону, всегда выпуклые, нижние — вогнуто-кривые. Только у «баллонов» имеется «хвостик», который уходит вниз в пространство на стыках подстилающих подушек. Подушки отделены друг от друга зеленым афанитовым порфиритом или кремнистой массой серого, зеленовато-серого, иногда буроватого цвета. Форма и расположение подушек ясно свидетельствуют о том, что кровля потока находится сверху (обращена в южную сторону), т. е. поток имеет нормальное наклонное залегание.

В подушках довольно часто встречаются полости, выполненные серым и зеленовато-серым кремнистым материалом, белым кварцем или и тем и другим вместе. В последнем случае кварц выполняет всегда верхнюю часть этой своеобразной жеоиды, а прожилки его иногда пересекают кремнистую массу. Форма жеоид сферическая с уплощенным низом или продолговатая линзовидная с более выпуклой верхней частью (рис. 3). Граница раздела между кремнистой массой, выполняющей нижнюю часть полости, и кварцем всегда ровная и расположена субпараллельно нижней поверхности жеоиды.

Углы наклона границ раздела в пределах одной подушки всегда одинаковы. Кремнистый материал жеоид и межподушечных пространств идентичен, т. е. заполнение пустот в подушках происходило почти одновременно с их формированием, точнее, пустоты выполнялись после остывания подушек ниже надкритической стадии воды. Кварц заполнил пустоты или оставшиеся незаполненными верхние части пустот после отложения кремнистого материала, так как прожилки кварца пересекают кремнистую массу, а иногда окварцовывают порфирит вокруг жеоиды. В этом случае поверхность раздела между кремнистой массой и кварцем (уровень заполнения миндалины кремнистой массой) отвечает линии горизонта и должна быть субпараллельна верхней части потока. Сопоставление результатов замеров угла наклона поверхностей раздела в жеодах отдельных подушек (сделаны замеры в 37 подушках) с общим наклоном потока показало, что угол наклона поверхностей раздела всегда положе угла наклона потока на  $3-4^\circ$  и только в отдельных случаях разница достигает  $8-10^\circ$  (см. рис. 3).

Такая закономерность в соотношении углов наклона может быть вызвана только формированием потока на наклонной поверхности или тектоническим наклоном потока на  $3-4^\circ$  перед заполнением полостей



Рис. 3. Форма «жеод» в подушке. Верхняя жеоиды выполнена кварцем и кремнистой массой.

Н-Р — поверхность раздела кварца и кремнистой массы, Н-Г — нижняя граница подушки, отвечающая общему углу падения потока; С-С — слащеватость в теле подушки

кремнистой массой. Последнее наименее вероятно, так как заполнение полостей кремнистым материалом было геологически одновременным с формированием потока подушечной лавы. Описанный пример позволяет сделать вывод, что поток подушечных лав залегает нормально, а формирование его происходило на поверхности, которая была наклонена на 3—4° к югу, т. е. подводящий канал находился севернее настоящего положения потока. Для обоснования выводов о наклоне поверхности, на которой формировался поток, нужно делать большое количество замеров и на большой площади; указанное выше количество замеров, вероятно, является необходимым минимумом. Отдельные отклонения таких замеров в ту или иную сторону от статистических данных не должны смущать исследователя, так как формирование подушечных (пиллоу) лав происходит в очень сложных условиях (Шрок, 1950; Ритман, 1964).

Очень хорошие результаты получаются при детальном изучении строения нескольких потоков даже в тех случаях, когда породы сильно рассланцованы и контакты тектонически сорваны. Характерным примером в этом отношении является разрез на левобережье р. Юзии, сложенный эффузивами умбинской свиты имандра-варзугской серии (снизу вверх):

1. Мелкозернистый зеленовато-серый микродиабаз с единичными миндалитами в верхней части потока. Основание потока неизвестно, видимая мощность . . . . . около 6 м
2. Зеленовато-серый мандельштейн с мелкими округлыми миндалитами, которые равномерно распределены по породе, и только в верхней части потока их становится больше. Миндалиты выполнены целиком карбонатом и эпидотом с примесью хлорита, амфибола и кварца. Много мелких зерен черного рудного минерала, которые концентрируются главным образом в нижней половине потока . . . . . около 12 „
3. Зеленовато-серый микродиабаз с небольшим количеством миндалитов внизу и большим в верхней части потока. Мощность нижней зоны развития миндалитов около 0,5 м. В ней встречаются тонкие с волнистыми стенками миндалиты, верхние концы которых наклонены к югу. Верхняя зона миндалитов достигает 1,5 м. Миндалиты сферические, часто неправильной формы. Заполнены целиком кварц-хлоритовой или хлорит-эпидотовой массой. В отдельных случаях «рои» миндалитов вытягиваются в цепочки и тогда в породе становится заметной флюиальность, которая простирается субширотно и под углами 8—10° наклонена к югу . . . . . около 5 „
4. Зеленовато-серый мандельштейн с микродиабазовой основной массой. Миндалиты чечевицеобразные мелкие и только у основания потока они имеют трубчатую или неправильную форму и достигают по длине 15—20 см. Почти у всех трубчатых миндалитов верхние концы загнуты в южную сторону. «Рои» мелких миндалитов часто концентрируются в виде линз и цепочек, подчеркивая слабо выраженную флюиальность. На выветрелой поверхности заметна ориентировка мелких лейст плагноклаза, располагающаяся параллельно флюиальности (падение на ЮВ 160—170° под углом 7—10°). Миндалиты заполнены целиком хлоритовой массой с зернышками эпидота, реже эпидото-хлорит-кварцево-карбонатной массой. Верх потока эродирован. Видимая мощность . . . . . 2,5—3 „

Контакты между потоками тектонически сорваны и представлены зонами зеленых сланцев мощностью от 2—3 до 5—10 см, т. е. они не дают информации о положении кровли и подошвы потока. Потоки же хорошо различаются петрографически.

Анализ положения миндалитов, рудного материала и главным образом наличие трубчатых миндалитов с загнутыми верхними концами к югу позволяют сделать вывод, что поток залегает нормально, а движение лавы при формировании его шло с севера на юг.

Большую трудность представляет изучение структуры эффузивных толщ в задренованных районах, для которых имеется только ядерный материал. Здесь геолога может выручить только комплексное петрофизическое изучение горных пород в сочетании с анализом геологических структур смежных районов. В качестве примера такого детального исследования следует рассмотреть разрез скв. 33, которая была про-

бурена в 1961 г. СЗГУ между Федоровой тундрой и Панскими высотами в центральной части Кольского полуострова.

Скважина пересекла эффузивные образования сейдореченской свиты имандра-варзугской серии. Образцы для изучения отбирались по всей скважине через 1 м. Тщательное петро-физическое исследование позволило составить подробный разрез\* (рис. 4). Петрографически на интервале 29,45—180,00 м было выделено 19 эффузивных потоков. Границы потоков хорошо подтверждаются физическими свойствами горных пород — плотностью, магнитной восприимчивостью и пористостью.

Разрез состоит из метаморфизованных в зеленосланцевой фации порфиритов, диабазов и мандельштейнов. Порфириты и диабазы в нижних и верхних частях потоков часто бывают миндалекаменными. Мощность зон миндалекаменных пород в верхней части потока всегда больше, чем у основания. Следует подчеркнуть, что на границах потоков отсутствует пирокластический или другой какой-либо посторонний обломочный материал. В кровлях потоков не отмечено обычных для них лавобрекчий или других текстурных изменений, шлаковая корка выражена плохо. Все потоки обладают слабо выраженной (петрографически) гравитационной дифференциацией — от верха книзу возрастает меланократовость и увеличивается количество рудного минерала. Возрастание меланократовости происходит не на всю

\* Разрез скважины составлен нами совместно с В. А. Тюремновым, которым проведено изучение физических свойств горных пород. Изучение проводилось по существующим стандартным методикам в Геологическом институте Кольского филиала АН СССР.

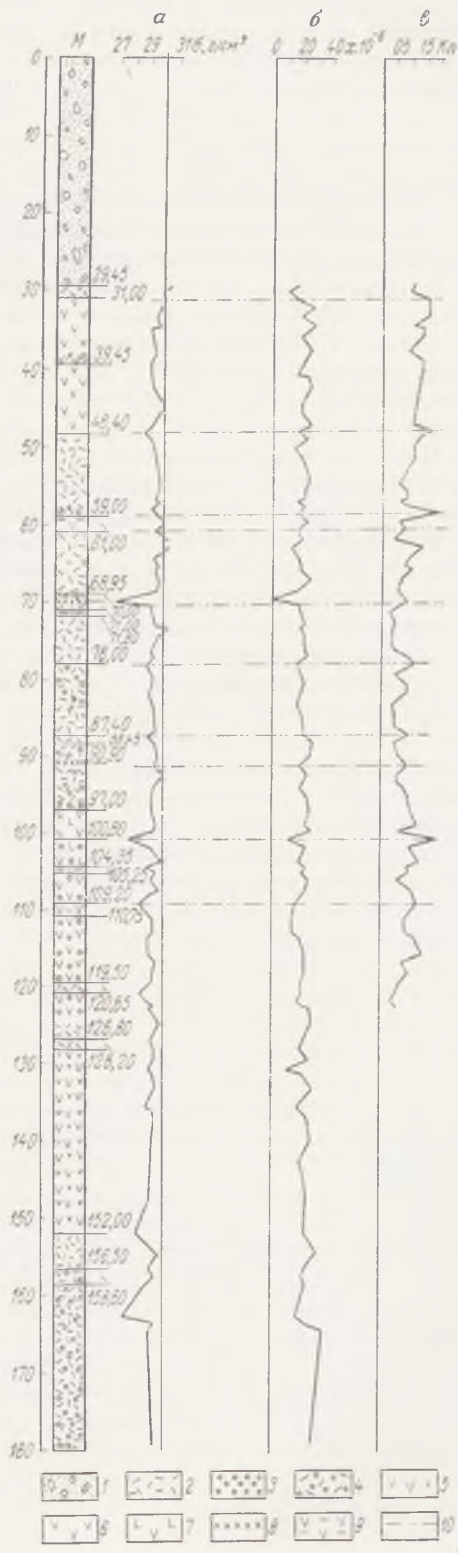


Рис. 4. Геологический разрез по скв. 33

1 — рыхлые образования; 2 — метапорфириты; 3 — присутствие миндалей в горной породе; 4 — миндалекаменные порфириты (метамандельштейны); 5 — порфировидные метадиабазы; 6 — метадиабазы; 7 — метагаббро-диабазы; 8 — кварцевые жилы; 9 — жилвные диабазы; 10 — границы пород по физическим параметрам; а — плотность, б — магнитная восприимчивость, в — пористость горных пород.

мощность потока, а начиная примерно с нижней трети. У мощных потоков (более 12—15 м) в 2—3 м от основания наблюдается уменьшение меланократовости к подошве потока. Изменение физических параметров горных пород в потоках тесно связано с его петрографическим строением. Такая связь подробно разбирается Р. Шроком (1950) и А. Ритманом (1964). В соответствии с изменениями меланократовости плотность горных пород в потоках постепенно возрастает сверху вниз и у основания потока опять резко снижается, такую же закономерность дает распределение магнитной восприимчивости. Соответственно в распределении пористости наблюдается обратная картина, причем верхняя зона пористых пород всегда более мощная, чем нижняя. Аномальные значения физических свойств на профиле потока — увеличение пористости, уменьшение плотности и магнитной восприимчивости и т. п. — обычно связаны с постериорными явлениями (увеличение трещиноватости, рассланцевания, окварцевание, перекристаллизация). Контактные зоны потоков отличаются по физическим свойствам двумя противоположно направленными пиками — один плотностной и магнитной депрессиями, второй — резким увеличением градиента пористости в этой зоне.

Анализ петрографических данных — изменение текстурно-структурных особенностей и минерального состава горной породы на профиле потока, а также характер профилей магнитной восприимчивости, плотности и пористости позволяют с достаточной точностью определять границы и положение кровли и подошвы потоков. В данном случае поток залегает нормально и, судя по положению контактов и контактовых зон на оси керна, а также смежных геологических структур, имеет субширотное простирание и наклон к югу под углами от 45 до 60°.

В заключение следует подчеркнуть, что для расшифровки структурного положения и получения другой геологической информации при исследовании древних вулканогенных толщ прежде всего следует обращать внимание на распределение текстурно-структурных особенностей и минерального состава горных пород в эффузивном потоке, а также на плотность, пористость и магнитную восприимчивость. Изучение указанных признаков в вулканогенных толщах помогает быстро и правильно определять характер залегания составляющих единиц (пластов, потоков и т. д.), а отсюда и более однозначно решать вопросы стратиграфии и тектонического строения региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура Печенги. Изд-во Лен. гос. ун-та, 1967.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суелова С. Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., изд-во «Наука», 1964.

Иванов А. М. О вертикальной зональности в диабазовом комплексе свиты имандра-варзуга на Кольском полуострове. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3, 1958.

Иванов А. М. К вопросу о возрасте свиты имандра-варзуга на Кольском полуострове. В сб. «Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова». М., изд-во «Наука», 1966.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Полканов А. А., Герлинг Э. К. Предварительная возрастная шкала докембрия — герценид для Балтийского щита. В кн. «Геология и геохронология докембрия». М., изд-во «Наука», 1964.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., изд-во «Мир», 1964.

Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., изд-во «Наука», 1966.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. 1. М., изд-во ИЛ, 1957.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., изд-во ИЛ, 1950.

В. А. КОСТИН, Н. А. КОСТИНА

## РОЛЬ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДИАФТОРИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД МУРМАНСКОГО СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО БЛОКА

Участки диафторически измененных пород среди докембрийских гранитоидов северо-западной части Мурманского структурно-тектонического блока были выявлены авторами в 1963—1964 гг. при седнемасштабном картировании района нижнего течения р. Вороньей (Кольский полуостров). Диафторические преобразования, выразившиеся в интенсивном развитии процессов альбитизации, серицитизации, эпидотизации и хлоритизации, затронули все дочетвертичные породы района, в том числе относительно молодые дайки диабазов и габбро-диабазов, возраст которых до настоящего времени однозначно не решен (палеозой — протерозой?). На основании изучения общей геологической обстановки района, характера минеральных преобразований пород в зонах диафтореза, а также геохимических особенностей этих процессов авторы смогли сделать ряд выводов относительно генетической природы вновь образованных пород, металлогенической специализации диафторических процессов и связи их с гидротермальным этапом вулканической деятельности.

Нижневоронийские гранитоиды, слагающие 99% исследованной площади, являются частью крупного (~30 тыс. км<sup>2</sup>) Мурманского структурно-тектонического блока; они образовались в позднеархейское — раннепротерозойское время в результате единого процесса гранитизации нижнеархейских пород комплекса гиперстеновых диоритов. Последние сохранились среди гранитоидов в виде разобщенных реликтов небольших размеров (рис. 1). Комплекс гранитоидов состоит из трех серий (в порядке их формирования): метасоматической — чарнокитовой, метасоматической — гранитовой и реоморфической — гранитовой с жильной фацией. В состав метасоматической — чарнокитовой серии гранитоидов, имеющей ограниченное развитие, входят гиперстенсодержащие кварцевые диориты, гранодиориты и плагиомикроклиновые граниты. Гранитоиды метасоматической — гранитовой серии являются резко доминирующими породами и образуют основной геологический фон района. Среди них выделяются следующие разновидности: кварцевые диориты, плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты, мезократовые плагиомикроклиновые граниты (трахитоидные и массивные). Реоморфические гранитоиды представлены лейкократовыми и аплитовидными плагиомикроклиновыми гранитами. Они имеют подчиненное развитие по сравнению с гранитоидами метасоматической серии. Гранитоиды всех указанных выше серий секутся дайками диабазов и габбро-диабазов.

Среди гранитоидов, сформировавшихся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, установлено широкое развитие наложенных процессов диафтореза — серицитизации, эпидотизации, хлоритизации и альбитизации, характерных для метаморфизма фации зеленых сланцев. О процессах диафтореза как по Мурманскому блоку, так и по Кольскому региону в целом имеются отрывочные и весьма ограниченные све-



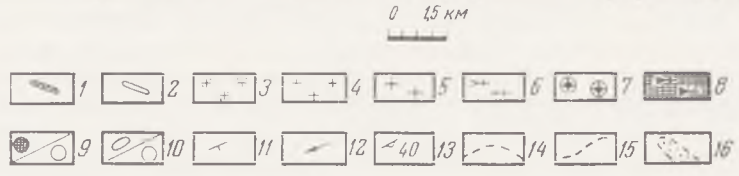
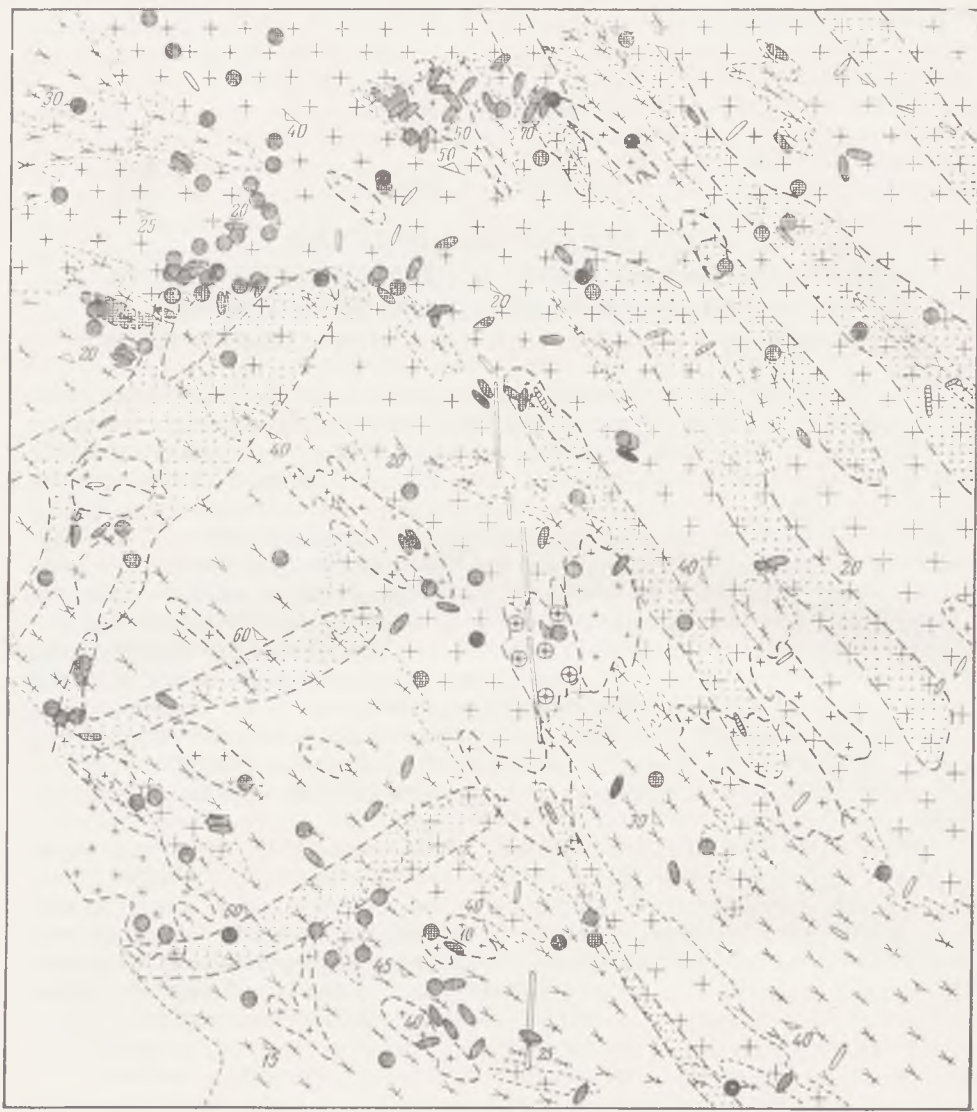


Рис. 1. Геологическая карта района нижнего течения р. Воронеж

Палеозой (или протерозой): 1 — альбититы; 2 — дайки диабазов и габбро-диабазов. Поздний архей — ранний протерозой. Серия реоморфических гранитоидов: 3 — аплитовидные плагиомиоклиновые граниты; 4 — лейкократовые плагиомиоклиновые граниты; серия метасоматических гранитоидов: 5 — мезократовые плагиомиоклиновые граниты; 6 — гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты, кварцевые диориты; чарнокитовая — метасоматическая серия гранитоидов; 7 — чарнокитовые плагиомиоклиновые граниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Нижний архей, комплекс гиперстеновых диоритов; 8 — гиперстеновые диориты, габбро, габбро-нориты, 9 — ксенолитоподобные реликты ультраосновных пород (а) и основных пород и диоритов (б); 10 — те же ксенолитоподобные реликты ориентированные (а) и без видимой ориентировки (б); 11 — полосчатость (по реликтам); 12 — линейность (по реликтам); 13 — трахитонность; 14 — границы распространения отдельных комплексов и серий; 15 — границы распространения петрографических разновидностей пород; 16 — зоны диафореза. Ксенолитоподобные реликты субстрата наряду с дайками диабазов и альбититами показаны на карте не в масштабе. Произведено объединение отдельных петрографических разновидностей в гранитовой и чарнокитовой сериях гранитоидов, а также не показаны многочисленные тектонические нарушения (зоны катаклаза и милонитизации) и микрореликты субстрата, густо покрывающие всю площадь

дения. Учитывая эти обстоятельства, авторы настоящей статьи попытались возможно шире осветить процессы диафтореза и дать их предварительную металлогеническую характеристику с целью прогнозной оценки этих зон в отношении полезных ископаемых.

Излагаемые ниже данные основываются на анализе обширного фактического материала по площади 1200 км<sup>2</sup> (5000 обнажений коренных пород, 2000 шлифов, 200 шлихов из протолочных проб, 500 полуконических спектральных анализов, 450 замеров физических свойств горных пород)\*.

Диафторированные породы образуют в плане линейновытянутые участки, пространственно приуроченные к тектоническим нарушениям северо-восточного и северо-западного простираний. Благодаря этой связи коренные выходы диафторитов располагаются, как правило, в ложках, обрывистых берегах рек, ручьев и озер. Размеры участков диафторически измененных пород находятся в прямой зависимости от размеров тектонически ослабленных зон, определяемых границами развития катаклазированных и милонитизированных пород. Ширина таких зон измеряется в большинстве случаев первыми десятками метров. Нередко они образуют целую систему, представляя как бы единую зону, суммарная мощность которой достигает нескольких сотен метров или даже нескольких километров. На исследованной площади выделено 9 таких крупных зон диафторически измененных пород мощностью от 0,5 до 4 км и длиной до 22 км. В пространственном размещении их отмечается следующая закономерность. В северо-восточной части района они имеют северо-западное (320—330°) простирание, а в юго-западной — северо-восточное (40—60°). Наиболее мощная зона диафтореза приурочена к долине р. Вороньей, точнее к ее изгибам северо-восточного направления.

Для внутреннего строения зон диафтореза характерна дифференциация, обусловленная различной степенью изменения пород. В строении маломощных диафторированных участков, измеряемых первыми десятками метров, дифференциация выражается в наличии зональности, связанной с усилением процессов изменения пород к их центральной части. Крупные зоны диафтореза имеют более сложное строение.

Примером дифференцированного строения может служить геологический разрез вкост диафторированных гранитов, приуроченных к тектоническому ложку северо-восточного направления (рис. 2). Длина разреза 50 м. Краевые его части, совпадающие с бортами ложка, сложены слабо катаклазированным мезократовым плагиомикроклиновым гранитом, серицитизированным и слабо альбитизированным. Ширина зоны таких гранитов 6—10 м. К центральной части разреза, приуроченной к осевой части ложка, степень катаклаза и интенсивность вторичных процессов постепенно возрастают; микроклин и олигоклаз замещаются альбитом. Ширина зоны альбитизированных гранитов 7—8 м. Далее в породе постепенно уменьшается количество кварца, и альбитизированные граниты постепенно сменяются кварц-эпидот-альбитовой породой (4—5 м); последние так же постепенно переходят в почти мономинеральный альбитит, содержащий в небольшом количестве кварц и эпидот. Мощность альбитита около 5 м.

Описанный выше разрез дает наиболее полное представление о внутреннем строении диафторированных участков небольшой мощности. Мономинеральные альбититы встречаются в различных частях района, но сравнительно редко. Размеры слагаемых ими тел обычно не превы-

---

\* В обработке первичных материалов по вопросам диафтореза помимо авторов в различной степени принимали участие Л. И. Шестаков, А. Ф. Двинина, Т. К. Терукова; по вопросам математической статистики были получены консультации от В. Е. Романова.

шают первых метров. Наиболее крупное из них, расположенное в северо-западной части района в долине р. Малой Оленки, имеет длину 1000 м и мощность 50 м.

Характер петрографических изменений пород при переходе от неизмененных разновидностей гранитов до альбититов заключается в следующем. В начальной стадии изменения гранита наблюдается серицитизация и раскисление плагиоклаза; в краевых частях его зерен появляются тонкие полисинтетические двойники; зерна плагиоклаза приобретают более идиоморфные очертания. Полевые шпаты — плагиоклаз и микроклины — замещаются альбитом, частично эпидотом. Для эпидота характерно агрегатное развитие и жилки. Происходит десиликация по-

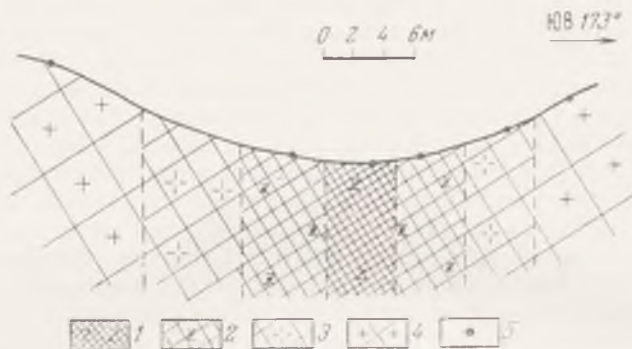


Рис. 2. Характер дифференцированного строения зоны диафтореза в плагиоминоклиновых гранитах (разрез вквост тектонического ложка в обн. 1277)

1 — альбититы с небольшим количеством кварца и эпидота; 2 — кварц-эпидот-альбитовая порода; 3 — альбитизированные граниты с эпидотом (гельспикиты); 4 — плагиоминоклиновые граниты слабо альбитизированные и серицитизированные; 5 — место взятия образца, шлифа

роды, содержание кварца уменьшается от 30—35 до 5—10%; в альбититах он практически отсутствует. Новообразованный альбит свежий, характеризуется идиоморфными очертаниями и четко выраженными полисинтетическими двойниками. Гранобластовая структура гранита постепенно сменяется гипидиоморфнозернистой в альбититах, проходя стадию широкого развития структур замещения.

Описанные выше изменения минерального состава пород при диафторезе представляются следующими минеральными ассоциациями: кварц + андезин + олигоклаз + микроклин + биотит → кварц + олигоклаз + альбит + микроклин + серицит + биотит + эпидот → кварц + альбит + биотит + эпидот → кварц + альбит + эпидот → альбит. В случае аналогичного преобразования плагиогранитов или кварцевых диоритов из указанных выше минеральных ассоциаций выпадает микроклин. Однако следует отметить, что эти диафторические преобразования пород не в любых случаях доходят до своей конечной стадии. Этот процесс нередко заканчивается на промежуточном этапе, и тогда порода по составу соответствует одной из указанных выше минеральных ассоциаций.

Дайки диабазов и реликты субстрата гранитоидов (породы комплекса гиперстеновых диоритов) в зонах диафтореза также сильно изменены — альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы.

Изменение минерального состава пород под влиянием процессов диафтореза существенным образом сказывается и на ее внешнем облике: розовые плагиоминоклиновые граниты постепенно приобретают серый цвет за счет замещения розового микроклина светло-серым альбитом; кварц окрашивается в голубоватый цвет различной интенсивности. ию-

гда почти до синего. Наличие в диафторированных гранитоидах голубого кварца является их характерной особенностью и позволяет в полевых условиях выделить в первом приближении участки развития процессов диафтореза. Развитие процессов эпидотизации и хлоритизации придает породам зеленоватый оттенок.

Помимо изменений в составе главных породообразующих минералов под влиянием процессов диафтореза происходят некоторые количественные и качественные изменения в составе аксессуариев. На рис. 3 изображены результаты протоочного опробования по свежим и диафторированным разностям гранитоидов, входящим в группу наиболее распространенных гранитоидов метасоматической — гранитовой серии. Протоочные пробы отбирались точечным методом весом 5—10 мг (аксессуарные минералы в шлихах определялись минералогами А. И. Саковой, К. М. Романовой, А. С. Калинкиной и М. Н. Богатыревой. Как видно из диаграмм, под влиянием диафтореза в породе увеличивается содержание пирита (иногда в 15 раз), иттротитанита, частично апатита, монацита, появляются торит и арсенопирит. Резко уменьшается количество магнетита (в 2—5 раз) и сфена (в 2—9 раз).

Диафторические преобразования связаны с привнесом  $\text{Na}_2\text{O}$ , выносом  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ; в меньшей степени —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ . Количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  остается постоянным.

Поведение элементов-примесей изучено по данным полуколичественного спектрального анализа (аналитик А. Н. Лимберис). Результаты анализа показаны в виде гистограмм, изображающих относительное содержание (среднее геометрическое) элементов для неизмененных и диафторированных пород (рис. 4). Под влиянием процессов диафтореза наблюдается привнос бериллия, свинца, олова, молибдена, лантана, меди, цинка, рубидия, никеля и вынос бария, титана, марганца, галлия, ванадия, циркония, стронция, лития.

Из элементов-примесей наибольший практический интерес представляет поведение олова в связи с относительно высоким содержанием его в гранитоидах и привнесом при процессах диафтореза. В 85 пробах его содержание по данным полуколичественного спектрального анализа, подтвержденного количественным, достигает 30—300 г/т. Сходимость количественного и полуколичественного определений олова в породах иллюстрируется табл. 1.

Таблица 1

Сопоставление результатов полуколичественного и количественного спектральных анализов олова

№ пробы	Результаты спектрального анализа		№ пробы	Результаты спектрального анализа	
	полуколичественного	количественного		полуколичественного	количественного
1160	0,003—0,01	0,0043	K—061	0,001—0,01	0,0063
2931	0,003—0,01	0,0034	7216	0,01	0,009
1418	0,003—0,01	0,0042	197	0,01	0,009
2156	0,003—0,01	0,0048	3199—1	0,01—0,03	0,0155
2401	0,003—0,01	0,0042	3512	0,003—0,01	0,002
0229	0,01	0,0093			

Данные содержания олова намного (в 10—100 раз) превышают кларковое значение олова для кислых пород, равное 0,0003% (Виноградов, 1962).

Среднее содержание олова в неизмененных разностях гранитоидов метасоматической серии в 1,5—2 раза выше кларкового, а в гранитоид-

дах реоморфической серии выше в среднем в 2—2,5 раза. В диафортированных разностях указанных выше серий гранитоидов концентрация олова увеличивается на 30—50% по сравнению с неизменными. Для выяснения зависимостей между диафортированием и поведением олова нами

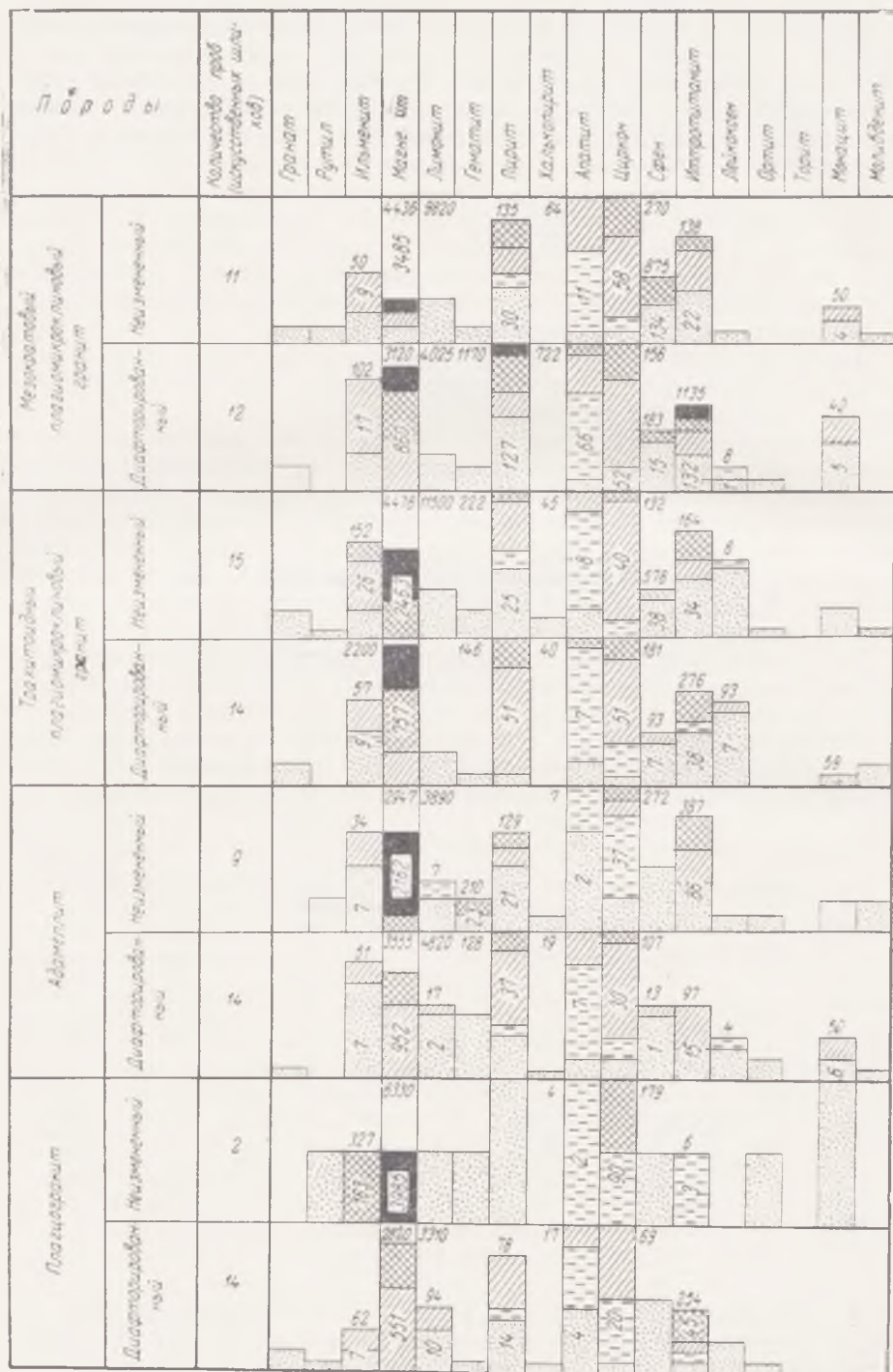
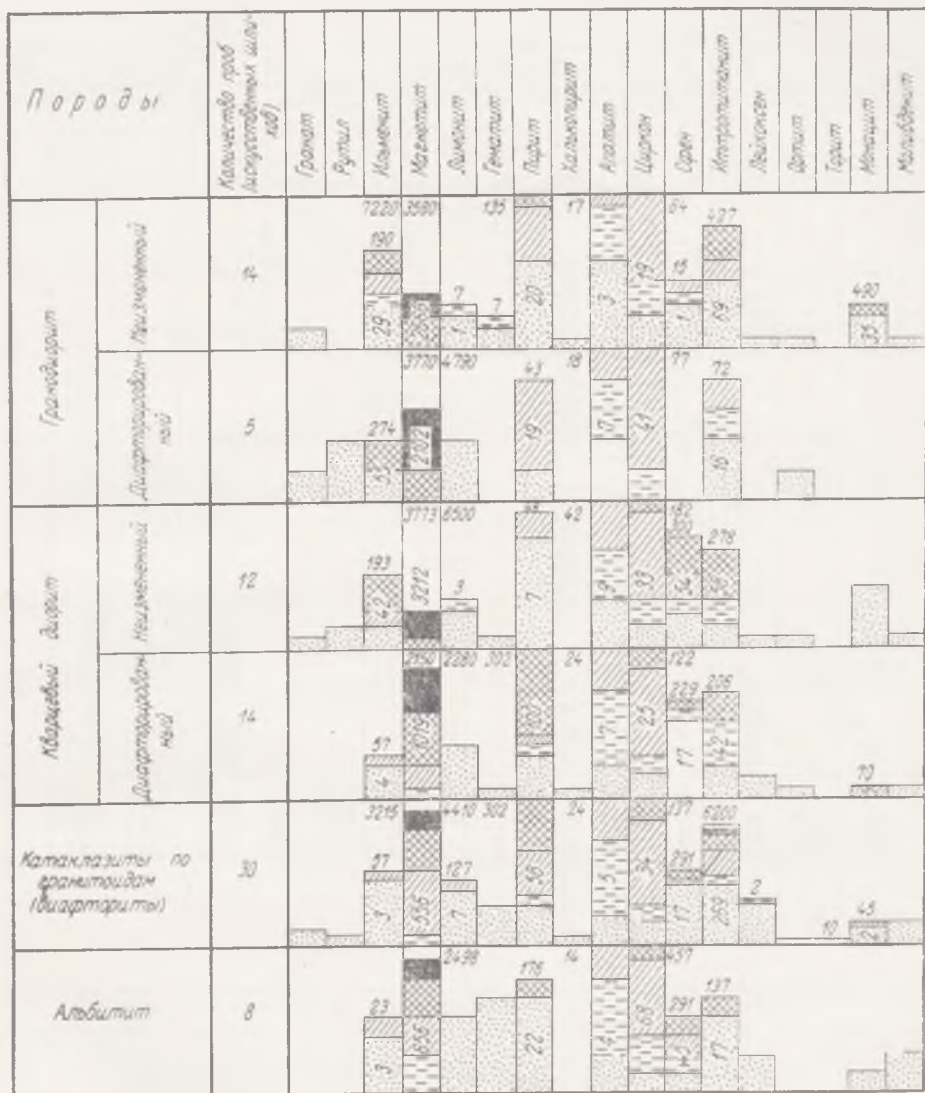


Рис. 3. Сравнительные диаграммы распределения аксессуарных минералов в неизменных и в породе по данным минералогического / 1 — знаки (до 50) на 0,5—2 кг породы; 2 — до 10 г/т; 3 — от 10 до 100 г/т; 4 — от 100 до 1000 г/т; жание минерала по данным пробам (например, 270 для циркона и 875 для сфена); 8 — среднее

с помощью математической статистики (Длин, 1958; Романовский, 1947) было обработано большое количество спектральных анализов по диафторированным и неизменным разностям плагиомикроклиновых гранитов. Результаты статистической обработки этих анализов сведены в табл. 2—4.



диафторированных разновидностях гранитоидов метасоматической серии. Содержание минерала анализа шиха в протокольной пробе:

5 — от 1000 до 2000 г/т; 6 — более 2000 г/т (4436 — среднее содержание); 7 — максимальное содержание минерала по данной группе проб (например, 134 г/т для сфена по 11 пробам)

Как видно из табл. 2, среднее содержание олова в свежих и диафторированных разностях гранитоидов существенно различно, причем устанавливается его явный привнос с процессами диафтореза ( $F=1.3 > > 1,15; 1,21$ ). В то же время незначительное расхождение содержания этого элемента ( $F=1 < 1,1; 1,19$ ) в измененных и катаклазированных

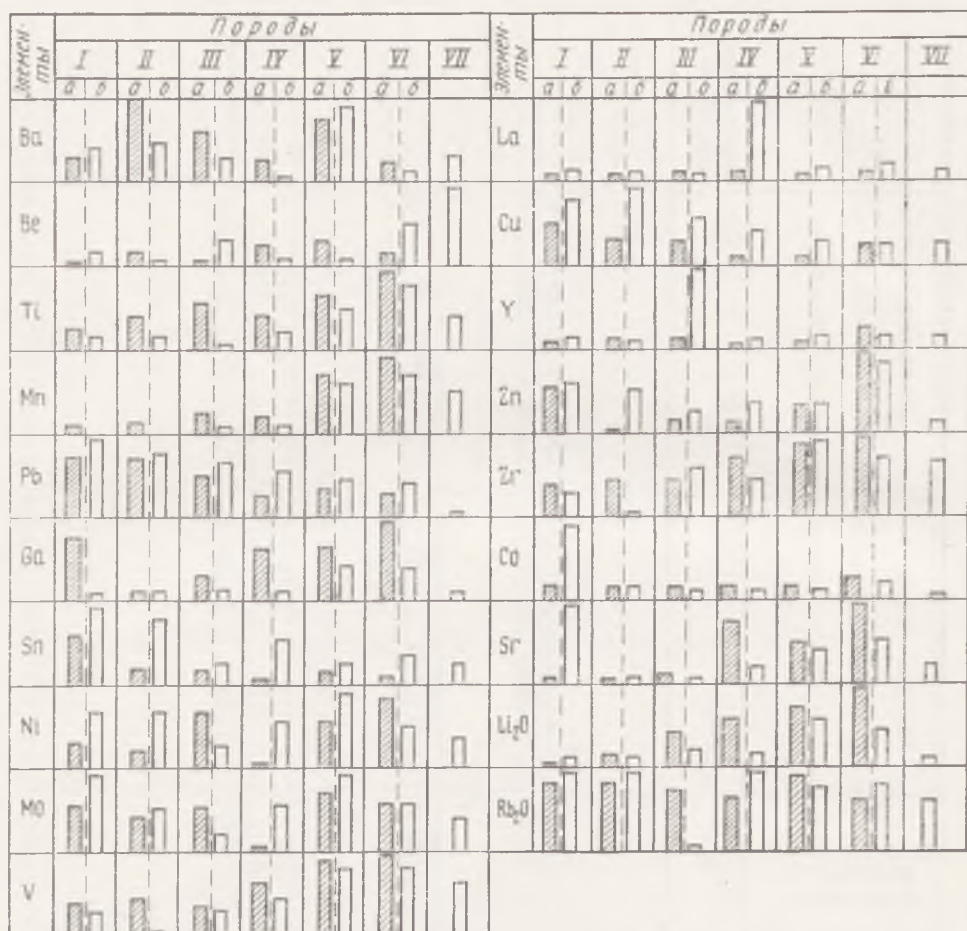


Рис. 4. Сравнительная диаграмма относительного поведения элементов-примесей в ряду гранитоидов метасоматической серии в зависимости от процессов диафтореза

*I* — мезократовые плаггионоклиновые граниты массивные; *II* — плаггионоклиновые граниты трахитоидные; *III* — адамеллиты; *IV* — плаггиограниты; *V* — гранодiorиты; *VI* — кварцевые диориты; *VII* — альбититы; *a* — свежие породы; *б* — диафторированные породы. Максимальная высота столбика соответствует максимальному содержанию элементов в ряду *I*—*VII*

разностях гранитоидов является дополнительным подтверждением прямой зависимости между процессами катаклаза и диафтореза. В табл. 3 кроме средних содержаний отдельных элементов приведены коэффициенты линейной корреляции ( $r$ ) титана, циркония, галлия и свинца с оловом соответственно в измененных и неизмененных гранитах. Все коэффициенты, за исключением  $r_{Pb-Sn}$ , незначительно отличаются от 0. Сравнение коэффициентов корреляции  $Pb-Sn$  (см. табл. 4) указывает на весьма тесную положительную связь этих элементов в свежих разностях гранитов ( $r=+0,85$ ) и значительное ослабление ее в измененных гранитах ( $r=+0,46$ ). Это можно объяснить тем, что при серицитизации полевых шпатов входящие в их состав изоморфные примеси олова и свинца разделяются, причем, как это установлено В. Л. Барсуковым

Среднее содержание олова в неизмененных (свежих) и диафторированных плагиомикроклиновых гранитах

Порода	$\frac{K_1}{K_2}$	$\lg \bar{C}_{Sn}$	$\bar{C}_{Sn}$	$\frac{\sigma_1^2 \lg C_{Sn}}{\sigma_1^2 \lg C_{Sn}}$	Вычисленное значение $F'$	Табличное значение $F$ с вероятностью 95%	Табличное значение $F$ с вероятностью 99,9%
				$\frac{\sigma_1^2 \lg C_{Sn}}{\sigma_1^2 \lg C_{Sn}}$			
Диафторированная Свежая	104	-3,11	0,00078	0,14	} 1,3	1,15	1,21
	194	-3,26	0,00055	0,103			
Некатаклазированная Катаклазированная	198	-3,25	0,00056	0,16	} 1,15	1,1	1,19
	231	-3,19	0,00065	0,14			
Измененная Катаклазированная	104	-3,11	0,00078	0,14	} 1	1,1	1,19
	231	-3,19	0,00055	0,14			

Таблица 3

Коэффициенты корреляции олова с титаном, цирконием и другими элементами

Элементы	Степень изменения гранита	Среднее содержание элемента	$r$ (коэффициент корреляции)	Количество проб
Ti	Диафторированный Свежий	0,05	+0,11	217
		0,046	+0,16	187
Zr	Диафторированный Свежий	0,0066	+0,14	222
		0,0066	+0,01	188
Ga	Диафторированный Свежий	0,0024	+0,2	215
		0,0022	+0,2	184
Pb	Диафторированный Свежий	0,0047	+0,46	105
		0,0033	+0,87	195

Таблица 4

Оценка расхождения коэффициентов корреляции для неизмененных (свежих) и диафторированных плагиомикроклиновых гранитов

Pb — Sn	Количество проб	$r$	Вычисленное значение		Табличное значение $F$		Примечание
			$\sigma_{z_1-z_2}^2$	$\frac{r_1 - r_2}{\sqrt{\sigma_{z_1-z_2}^2}}$	с вероятностью 95%	с вероятностью 99%	
Диафторированный Свежий	105	0,46	} 0,01	8,36	1,96	3,99	Расхождение существенное
	197	0,87					
Диафторированный Катаклазированный	105	0,46	} 0,014	1,93	1,96	3,99	Расхождение не существенное
	232	0,62					

(1957), при грейзенизации полевых шпатов и биотита олово из изоморфно-растворимой формы может переходить в собственный минерал — касситерит в виде субмикроскопических кристаллов. При этом общее содержание олова в породе увеличивается, что имеет место и в нашем случае. Установленное по данным спектрального анализа отсутствие



изоморфной примеси олова или его весьма низкое содержание в таких минералах, как биотит, магнетит, иттротитанит, циркон, монацит, позволяет предполагать наличие для олова собственного минерала касситерита, возможно, в виде субмикрористаллов. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

Анализируя влияние процессов диафтореза на характер магнитного поля и физические свойства пород, установлены следующие закономерности. Магнитная восприимчивость всех пород района, независимо от их состава, под влиянием диафтореза резко уменьшается иногда в 2—5 раз. Это объясняется существенным уменьшением количества магнетита в диафторированных породах по сравнению с их неизмененными разновидностями. Так, например, в мезократовых плаггиомикроклиновых гранитах содержание магнетита под влиянием процессов диафтореза уменьшается от 3490 до 780 г/т, магнитная восприимчивость их соответственно уменьшается с  $760 \cdot 10^{-6}$  до  $295 \cdot 10^{-6}$  CGSM, т. е. почти в три раза. Плотность же пород ( $\delta$ ) под влиянием этих процессов, наоборот, увеличивается. Результаты замеров физических свойств горных пород в зависимости от степени их изменения сведены в табл. 5.

Таблица 5

Изменение магнитной восприимчивости ( $\Pi$ ) и плотности ( $\tau$ ) под влиянием процессов диафтореза

Порода	Параметры и количество замеренных образцов	Степень изменения пород		
		Свежие	Средние диафторированные	Сильно диафторированные
Диабазы	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,94	2,93	
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	1445	130	
	Кол-во обр.	23	7	
Лейкократовые плаггиомикроклиновые граниты	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,61	2,61	2,61
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	430	340	225
	Кол-во обр.	25	36	10
Мезократовые плаггиомикроклиновые граниты массивные	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,63	2,63	2,64
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	760	470	295
	Кол-во обр.	16	63	20
Плаггиомикроклиновые граниты трахитоидные	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,62	2,62	2,65
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	750	450	130
	Кол-во обр.	13	14	10
Адамеллиты	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,63	2,64	
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	1210	200	
	Кол-во обр.	12	38	
Плаггиограниты	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,65	2,67	
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	1260	285	
	Кол-во обр.	8	13	
Гранодиориты	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,65	2,66	
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	1750	950	
	Кол-во обр.	27	11	
Кварцевые диориты	$\tau/\text{см}^3$ ( $\tau$ )	2,69	2,71	
	$\Pi 10^{-6}$ CGSM	1525	530	
	Кол-во обр.	35	24	

Уменьшение магнитной восприимчивости пород в зонах диафтореза находит свое отражение и в характере магнитного поля. По данным наземной магниторазведки зоны диафторированных пород выделяются четкими минимумами. На аэромагнитной карте среднего масштаба они располагаются в отрицательном магнитном поле.

Процессами диафтореза затронуты все дочетвертичные породы района, в том числе и наиболее молодые из них — дайки диабазов и габ-

бро-диабазов. Возраст последних в настоящее время окончательно не установлен. Их относят либо к протерозою, либо к палеозою. Этот возраст соответственно определяет нижнюю границу проявления гидротермальных процессов. Абсолютный возраст диафторированных гранитов у р. Малой Оленки определяется в 1029 млн. лет (обр. 1395; определено калий-аргоновым методом в лаборатории Воронежской ПЧЭ, аналитик Л. Копыльская). Таким образом, процессы диафтореза не могут быть древнее протерозоя. Однако отсутствие в районе более молодых осадочных или интрузивных образований не позволяет с достоверностью судить о их верхней возрастной границе.

Гранитоиды, претерпевшие вторичные изменения, аналогичные описанным выше, в пределах Балтийского кристаллического щита встречаются довольно часто и известны под названием гельсинкитов (Судовиков, 1964). Существуют различные мнения относительно их генезиса. Такие исследователи, как Г. Барт, П. Эскола и др, принимая во внимание идиоморфные очертания и свежесть альбита, считали, что гельсинкиты возникли непосредственно при кристаллизации магмы в условиях низкой температуры (500°) и высокого давления. По мнению Н. А. Елисеева (1945). О. Меллиса и др., гельсинкиты образовались в результате процессов аутометаморфизма. О. Меллисом отмечена приуроченность гельсинкитов к зонам тектонических нарушений, установлены метасоматические явления, выражающиеся в замещении микроклина и олигоклаза альбитом, в агрегатном развитии эпидота.

Однако как у одних, так и у других исследователей остались неосвещенными вопросы геологического положения гельсинкитов и их связи с геологическим строением района в целом. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по диафторированным породам гранитного состава, развитым в зонах диафтореза, позволяет считать их аналогами гельсинкитов и рассматривать как продукт метасоматических преобразований гранитоидов по тектоническим зонам под влиянием гидротермальных растворов.

Весьма проблематичным является вопрос об источнике гидротермальных растворов, под влиянием которых породы по тектонически ослабленным зонам претерпели описанные выше диафторические изменения. Большой разрыв во времени проявления этих процессов и формирования комплекса гранитоидов исключает генетическую связь гидротерм с последними. Приведенный выше анализ поведения элементов-примесей при процессах диафтореза свидетельствует о привносе таких элементов, как свинец, олово, цинк, медь, никель, молибден. Резкое увеличение содержания в диафторированных породах пирита при значительном уменьшении количества магнетита, появление арсенопирита свидетельствуют о привносе серы. По литературным источникам (Набоко, 1959; Василевский, 1961; Исаева, 1963 и др.) аналогичный комплекс химических элементов характерен для вулканических эксгалаций. Указанное сходство, а также характер минеральных преобразований, приуроченность диафторированных пород к зонам тектонических нарушений позволяют связывать гидротермальные процессы, протекавшие в описанных выше зонах диафтореза, с поствулканическим этапом. Продуктами такой вулканической деятельности, очевидно, могут быть метаморфизованные эффузивы имандра-варзугской серии или девонские эффузивы, сохранившиеся в грабене Кантозерского щелочного массива и являющиеся его кровлей. На уровне современного эрозионного среза многочисленные дайки диабазов, секущие гранитоиды Мурманского блока, возможно, представляют собой корневые части (подводящие каналы) этих эффузивов.

С вулканической деятельностью (по литературным данным) устанавливается связь многих полиметаллических, колчеданных, медных и золоторудных месторождений Америки (Горжевский, Козаренко, 1965).

С аналогичными процессами, очевидно, генетически связаны жилы с полиметаллическим (сфалерит, галенит) оруденением, залегающие среди гранитоидов, кольских гнейсов и зеленокаменных пород протерозоя в периферических частях Мурманского структурного блока. Образование сфалерита, галенита, халькопирита согласуется с геохимическими особенностями процесса диафтореза — привносом серы, свинца, цинка и меди.

Особенности геохимической специализации описываемых диафторических процессов и имеющиеся литературные сведения о связи такими процессами ряда полезных ископаемых позволяют сделать практические выводы относительно прогнозов по ряду полезных ископаемых, в первую очередь по золоту и олову.

**Золото.** По литературным данным (Шахов, 1964 и др.) процессы альбитизации, серицитизации, пиритизации пород, характерные для описанных нами зон диафтореза, являются благоприятными предпосылками для образования золоторудных месторождений. Известны месторождения золота в зеленосланцевых диафторитах района Станового глубинного разлома в Сибири (Кориковский и Казмин, 1964). В пределах Мурманского структурного блока имеются указания на находки золотоносного пирита в гидротермальных кварц-карбонатных прожилках среди гранитоидов в районе ст. Шелпино и единичные знаки в шлихах из рыхлых отложений. Работами М. Д. Кадыровой в 1952 г. установлено присутствие золота в пиритизированных кварц-серицитовых сланцах на сопредельной территории к югу от района развития нижневоронинских гранитоидов. Учитывая изложенное выше, зоны диафтореза на территории Мурманского структурного блока следует считать перспективными на золото. В первую очередь заслуживают внимания те зоны, которые развиты среди эффузивов, основных и средних по составу пород, так как на сходной по геологическому строению территории древнего Канадского щита отмечается приуроченность месторождений золота к зонам тектонических нарушений, гидротермальным жилам и дайковым образованиям среди эффузивов, измененных анортзитов и гранодиоритов — месторождения Кемпбек-Шибугамо (Малуф и Хинс, 1964), Бевкон (Кемпторн, 1964), Квесабе (Але, 1964) и др.

**Олово.** Как было установлено ранее, процессы диафтореза сопровождаются привносом олова. Наиболее благоприятной средой для его концентрации по аналогии с оловянными месторождениями Чукотки и Сибири (Лугов, 1964 и др.) могут являться зоны тектонических нарушений в песчано-сланцевых толщах, развитых в периферических частях Мурманского структурного блока.

Кроме того, в связи с привносом при диафторезе молибдена, бериллия и никеля возможно ожидать образование собственно минералов этих элементов в благоприятной геологической обстановке, как например, соединение никеля с серой и железом в магнезиальной среде, играющей роль осадителя, и т. д.

Резюмируя изложенное выше, необходимо остановиться на следующих основных моментах.

1. Процессы диафтореза в нижневоронинских гранитоидах проявляются в широких масштабах и имеют пространственную связь с зонами тектонических нарушений.

2. Диафторические изменения проявляются в интенсивном развитии процессов альбитизации, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации и в пределах зон диафтореза затрагивают все породы района — от древнейшего комплекса гиперстеновых диоритов до относительно молодых даек диабазов.

3. Генетически гидротермальные процессы, очевидно, связаны с активизацией вулканической деятельности.

4. Под влиянием процессов диафтореза существенным образом изменяются минеральный состав и структура пород, их внешний облик, состав и содержание акцессорных минералов, поведение элементов-примесей и физические свойства горных пород.

5. Конечным продуктом метасоматических преобразований пород в зонах диафтореза являются мономинеральные альбититы, имеющие внешне и по структуре большое сходство с полнокристаллическими магматическими породами.

6. Геохимические особенности процессов диафтореза в связи с приносом олова, цинка, свинца, молибдена, ниобия, никеля, лантана, серы, а также появление в диафторированных породах арсенопирита, торита и повышенных количеств пирита указывают на возможность образования в этих зонах при благоприятных геологических условиях концентраций таких полезных ископаемых, как галенит, сфалерит, касситерит, молибденит, золото, возможно, пентландит, и сопутствующих им минералов. Зоны диафтореза в связи с этим заслуживают самого пристального внимания, особенно в восточной части Мурманского структурного блока и в зоне его обрамления.

#### ЛИТЕРАТУРА

Але Р. А. Докембрийский щит, провинция Квебек, месторождение Квесабе. В кн. «Структурная геология рудных месторождений Канады». Пер. с англ. М., изд-во «Мир», 1964.

Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.

Василевский М. М. Зональность и генезис измененных пород и оруденения в Центрально-Камчатской рудной зоне. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Горжевский Д. И., Козаренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., изд-во «Недра», 1965.

Длин А. М. Математическая статистика в технике. М., изд-во «Советская наука», 1958.

Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе гельсинкитов. В сб. «Вопросы геологии Сибири», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1945.

Исаева М. Д. Гидротермально измененные породы и оруденение Архарлинского месторождения. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. LV1 (1). Алма-Ата, 1963.

Кориковский С. П., Казмин Ю. Б. Диафториты и милониты зоны Станового глубинного разлома (Становой хребет). В кн. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». М., изд-во «Наука», 1964.

Кемпторн Х. Р. Докембрийский щит, провинция Квебек, месторождение Бевкон. В кн. «Структурная геология рудных месторождений Канады». Пер. с англ. М., изд-во «Мир», 1964.

Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки. В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». М., изд-во «Недра», 1964.

Малуф С. К., Хинс Р. Докембрийский щит, провинция Квебек, месторождение Кемпбел-Шибугамо. В кн. «Структурная геология рудных месторождений Канады». Пер. с англ. М., изд-во «Мир», 1964.

Набоко С. И. Вулканические экзгалазии и продукты их реакций. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 16, 1959.

Романовский В. И. Применение математической статистики в опытном деле. М., Гостопиздат, 1947.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. Сиб. отд. АН СССР, 1964.

**Новая химико-минералогическая классификация амфиболитов на основе нормативного метода и метода чисел Ниггли.** *Жук-Почекутов К. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 7—31.

В статье предлагается петрохимическая классификация амфиболитов, позволяющая подразделить амфиболиты на петрохимические группы (нормативные минеральные ассоциации), зафиксированные определенными значениями чисел Ниггли. Намечаются пути генетической трактовки выделенных петрохимических типов амфиболитов в плане решения проблемы пара- и ортоамфиболитов.

Таблиц 5, библиография — 21 название.

**Пересчеты химических анализов метаморфических пород и некоторые вопросы регионального метаморфизма в связи с проблемами осадочной геологии докембрия (на примере карбонатных отложений).** *Розен О. М., Гиммельфарб Г. Б., Теняков В. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 32—43.

В статье предлагаются два метода теоретических пересчетов анализов, позволяющих непосредственно сопоставить метаморфические породы и их вероятные аналоги в ряду карбонатных и карбонатно-глинистых отложений. Первый метод — перерасчет анализа метаморфической породы (мраморы, кальцифиры, диопсид-плагноклазовые сланцы) на возможный компонентный состав исходного осадка. Второй — перерасчет анализа осадочной породы на минералы соответствующих метаморфических фаций с целью определения вероятных ассоциаций минералов и сравнения их с наблюдаемыми парагенезисами метаморфических пород.

Таблиц 7, иллюстраций 1, библиография — 28 названий.

**Некоторые литологические особенности метаморфических толщ, вмещающих верхнепоянские граниты (Кольский полуостров).** *Ожогин В. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 44—55.

На основании изучения литологии, минерального и химического состава пород осадочно-метаморфического комплекса докембрия, параллелизуемого по возрасту с породами серии кейв, автор приходит к выводу, что осадочными аналогами слагающих комплекс слоистых кварцитов, высокоглиноземистых сланцев, слюдяно-кварцевых сланцев и гранат-биотитовых гнейсов являются соответственно кварцевые пески, песчанистая глина существенно каолинового состава, олигомиктовые пески, песчанистая глина гидрослюдяного состава. Автор сопоставляет описываемые осадочно-метаморфические образования с определенными формациями фанерозоя.

Таблиц 3, иллюстраций 6, библиография — 19 названий.

**Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением.** *Горощенко Г. Л.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970, Стр. 56—79.

В статье разбираются особенности минералогии и химического состава пород гранулитовой формации Кольского полуострова — различных гранулитов и пироксеновых кристаллических сланцев. На основании этих данных автор приходит к выводу, что исходными породами для гранулитов послужили песчано-глинистые отложения, содержащие отдельные прослои типа граувакк, при метаморфизме которых возникли пироксеновые сланцы.

Таблиц 7, иллюстраций 8, библиография — 35 названий.

**О признаках первично-элювиального генезиса некоторых метаморфических пород Карелии.** *Корякин А. С.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 80—98.

В статье изложены результаты комплексного изучения кварц-серпичитовой породы, располагающейся в разрезе между гранитами кристаллического фундамента и осадочными породами ятулия. Описаны изменения текстурно-структурных особенностей и преобразования минералов в гранитах вверх по разрезу от неизмененных гранитов до кварц-серпичитовой породы. Приводится сравнительный анализ химического и минерального состава кварц-серпичитовой породы и подстилающих гранитов. Сопоставляется поведение породообразующих элементов в описываемых породах и в постпротерозойских корах выветривания. По мнению автора, изученные разрезы доятулийских пород представляли собой низы профиля коры выветривания каолинового типа. Породы испытали метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев.

Таблиц 3, иллюстраций 8, библиография — 60 названий.

УДК (551.71) (477.71)

**Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья.** *Полуновский Р. М., Белевцева А. И.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 99—107.

Авторами проведено детальное литологическое изучение и увязка разрезов многих участков Центрального Приазовья. Выделены опорные горизонты. Приазовская гнейсовая серия разделена на две свиты — темрюкскую и сачкинскую (с двумя подсвитами), отличающиеся по набору пород, их процентному соотношению и последовательности чередования их в разрезе. В кварцитах и высокоглиноземистых гнейсах обнаружены косяя слоистость и blastosammitовые структуры. Для восстановления первичного состава пород по химическим анализам были применены метод тетраэдров Ниггли, обработка анализов на диаграммах Симонена и метод сравнения со средними химическими составами осадочных пород. Все это позволяет рассматривать породы гнейсовой серии как типично осадочные образования, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, и восстановить палеогеографию района в период их отложения.

Таблиц 1, иллюстраций 4, библиография — 4 названия.

УДК (551.71) (571.5)

**Ритмостратиграфия и некоторые особенности формирования мамской параметаморфической толщи (междуречье Большой—Чуи—Согдиондона).** *Леонтьев Г. И.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 108—112.

На основании корреляции методом графической коннексии 5 детальных разрезов мамской толщи, охватывающих стратиграфический интервал от верхов витимской до верхов конкундерской свиты, изученная часть мамской толщи расчленена на два мега-рима: нижний — терригенно-глинистый, верхний — карбонатно-терригенный, и на 11 мезоритмов. Мега- и мезоритмы сопоставлены с подразделениями принятой для района стратиграфической шкалы. Проведенные исследования подтвердили представления о первично-осадочном происхождении мамской толщи и позволили отнести ее к аспидной формации, флишовой субформации в общем ряду осадочных формаций.

Таблиц 1, иллюстраций 2, библиография — 12 названий.

УДК 549.514.81 (552.5 : 552.313) (571.5)

**Обломочные цирконы в глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных породах докембрия некоторых районов Сибири.** *Савельев А. А., Хильтова В. Я.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 113—119.

В плане дальнейшего развития цирконового метода исследования метаморфических толщ авторы изучили сравнительную гранулометрию цирконов и породообразующих минералов из обломочных пород различного возраста и пришли к выводу, что по размерности циркона можно восстановить гранулометрический состав исходных осадков, глубоко измененных метаморфических пород. Обломочные цирконы авторы использовали в качестве критерия для выделения среди метаморфических пород первично-хемогенных, терригенных и эффузивных разностей.

Иллюстраций 3, библиография — 12 названий.

УДК (551.3.051.6 : 551.21) (470.21)

**Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги.** *Предовский А. А., Воинов А. С., Загородный В. Г., Федотов В. Г., Ахмедов А. М.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 120—131.

В статье сделана попытка реконструкции палеотектонического режима седиментаций и вулканизма на основе сочетания общегеологических методов и методов палеотектонической интерпретации химизма метасадочных пород по детально изученным разрезам среднепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса северного крыла Печенгского синклиория. Проведено расчленение вулканогенных толщ. Установлено, что на общем фоне возрастания основности магматического материала от первой из выделенных толщ к четвертой, наблюдаются пять этапов, в пределах которых основность вверх по разрезу снижается. Выявлены четыре основных перерыва в истории печенгского комплекса, наиболее длительные из которых фиксируются последующими толщами высокодифференцированных осадков — продуктов перемыва кор выветривания. По мнению авторов, среднепротерозойский комплекс Печенги превосходит рамки одной серии.

Таблиц 1, иллюстраций 5, библиография — 11 названий.

УДК (552.4.051) (470.21)

**Реликты эффузивов в породах амфиболитовой фации метаморфизма (на примере Кольского полуострова).** *Горяинов П. М.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 132—143.

Подробно описаны реликтовые апоэффузивные структуры в лептигах, амфиболитах и очковых гнейсах железисто-кремнистой формации Примандровского района. Изучение этих структур и других особенностей пород формации позволило автору рассматривать амфиболиты как метаморфизованные основные, а очковые гнейсы и лептиты как кислые и отчасти средние эффузивы. Описаны условия, способствующие сохранению реликтовых структур в породах амфиболитовой фации метаморфизма.

Иллюстраций 9, библиография — 17 названий.

УДК (551.224) (—) (470.21)

**Жерловые и субвулканические образования печенгской серии.** *Мирская Д. Д.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 144—152.

Изложены результаты изучения метавулканических пород печенгской протерозойской осадочно-вулканической серии. Субвулканические образования, по составу близкие к вмещающим эффузивам, представлены габбро-диабазами, диабазовыми порфиридами, диабазами и слагают пластовые и штокообразные тела. На границе первой и второй вулканогенных толщ серии обнаружены образования жерловой фации, представленные эруптивной брекчией, свидетельствующие о развитии вулканизма не только трещинного, но и центрального типа. Нахождение в эруптивной брекчии обломков гранита, их криптовая структура, особенности химизма пород ортофибро-альбитофировой группы второй вулканогенной толщи позволило высказать предположение о возможности образования кислых эффузивов за счет ассимиляции и плавления гранитов основания в области глубинных или промежуточных очагов. Отмечены участки, где среди вулканических пород могут быть обнаружены реликты вулканических аппаратов.

Таблиц 1, иллюстраций 5, библиография — 3 названия.

УДК (552.313) (470.21)

**Кислые эффузивы второй вулканогенной толщи Печенги.** *Гилярова М. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 153—169.

В статье детально описаны разрезы толщи с анализом минералогических, текстурно-структурных и химических особенностей эффузивов. Установлено, что переслаивающиеся с диабазами кислые эффузивы верхней части вулканогенной толщи образуют не дайковые тела, а лавовые покровы. Кислые эффузивы и диабазы являются дифференциатами родоначальной основной магмы, богатой щелочами, кремнеземом, водой и железом, причем дифференциация и на глубине и на месте происходила путем ликвации.

Таблиц 2, иллюстраций 4, библиография — 8 названий.

УДК 551.21 : 56(111) : 552.54(470.21)

**Вулканизм и некоторые палеонтологические и литолого-геохимические особенности карбонатных толщ Печенги.** *Любцов В. В., Ахмедов А. М., Предовский А. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 170—176.

Литолого-палеонтологические и геохимические исследования органогенных доломитовых пород, располагающихся в верхах второй и третьей осадочных толщ печенгского комплекса, позволили восстановить палеогеографическую и палеотектоническую обстановку их седиментации. Они формировались в условиях мелководных и умеренно-глубинных бассейнов с аномальным соляным режимом лагунного типа. Онколитовые доломиты накапливались на меньших глубинах, чем строматолитовые. Органогенные доломиты в разрезах Печенги отмечают максимально спокойные этапы седиментации. Появление в верхних частях разрезов доломитов проследов терригенных и туфогенных пород фиксирует переход к оживлению тектонической деятельности и новому этапу вулканизма.

Таблиц 1, иллюстраций 7, библиография — 11 названий.

УДК (552.313) (470.22)

**Фации ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии.** *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Светов А. П., Хейсканен К. И.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 177—191.

По условиям и механизму образования среднепротерозойской ятулийский вулканогенный комплекс объединяет разнообразные породы, являющиеся производными базальтовой магмы.

В среднепротерозойском ятулийском вулканогенном комплексе по условиям и механизму образования пород, по взаимоотношениям с вмещающими породами (средой) выделено три генетически различных ряда фаций: интрузивный с силлово-лакколитовой и штоковой фациями, субвулканический с жерловой, дайковой и фацией подводящих магматических каналов и вулканический с фацией текучих лав, фумарольно-сульфатар-

ной и взрывчатой. Отложения последних двух фаций прослежены в различных фазах седиментогенеза — в бассейновой (хемогенной и терригенной), в прибрежной и континентальной.

Таблиц 5, иллюстраций 5, библиография — 18 названий.

УДК (551.211) (470.22)

**О некоторых закономерностях карельского вулканизма восточной части Балтийского щита.** *Негруца В. З.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 192—206.

Выявлены закономерности развития вулканизма в пространстве и во времени. Обнаружена зональная взаимосвязь между вулканизмом и вулканогенно-осадочными и структурно-метаморфическими процессами. В зависимости от мощности вулканогенных образований выделены 4 зоны — Центрально-Карельская (от 0 до 1000 м), Юго-западно-Карельская и Северо-восточно-Карельская (от 1000 до 3000 м) и Кольско-Белозерская (выше 3000 м). От первой к четвертой зоне повышаются глубокководность фации, мощность осадочных толщ, интенсивность дислокаций и степень метаморфизма. Химизм вулканизма изменяется от исключительно основного до сочетания основного с кислым и средним. Установлено, что в циклично построенных толщах восточной части Балтийского щита осадочные породы слагают нижние, трансгрессивные части, а вулканогенные приурочены к верхним регрессивным частям циклов. Установлено шесть пароксизмов вулканизма карельского времени. Дана подробная характеристика палеогеографических и структурно-формационных условий образования осадочно-вулканогенных толщ карелид восточной части Балтийского щита.

Таблиц 1, иллюстраций 4, библиография — 24 названия.

УДК (551.21) (551.3.051)

**О влиянии ятулийского вулканизма на осадкообразование.** *Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В., Светов А. П., Хейсканен К. И.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 207—212.

На основании изучения материалов по геологии, литологии и минералогии ятулийских пород установлено значительное влияние вулканизма на осадкообразование. Прямое влияние выразилось в приносе пирокластического и вулканогенно-хемогенного материала, что установлено с помощью сравнительного статистического анализа химических составов бесспорно эндогенных и экзогенных пород ятулия со среднеятулийскими глинистыми сланцами. Высказано предположение о генетической связи с вулканизмом хемогенных кремнистых скоплений, а также обогащения среднеятулийских пород в ряде участков фосфором и бором. Установлено и косвенное влияние вулканизма — привнос в бассейны седиментации материала (как терригенного, так и элементов, перешедших в раствор), полученного при разрушении ятулийских основных эффузивов.

Таблиц 1, библиография — 6 названий.

УДК 551.21/551.3.05 : 551.72(470.22)

**Эволюция нижнепротерозойского вулканизма и осадконакопления на примере некоторых структур Карелии.** *Богданов Ю. Б.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 213—222.

Приводится анализ характерных разрезов нижнепротерозойских образований по трем структурно-фациальным зонам, позволивший выявить специфические черты вулканических и седиментационных процессов для каждой зоны. Для восточной зоны характерно широкое развитие гнейсовой (высокоглиноземистой) терригенной, возникшей в прибрежно-морских условиях, вулканогенно-спилитовой формации, для центральной — спилито-кераитофировой, колчеданной, реже кремнисто-железистой, для западной — терригенно-вулканогенной и вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации. Установлена высокая степень дифференциации осадков, меняющаяся по разрезу. Это обнаруживается и по положению точек анализов пород на диаграммах, построенных по методу Симонона.

Иллюстраций 8, библиография — 21 название.

УДК 552.181 : 552.313(470.22)

**Парагенетические ассоциации пород вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их формирования.** *Чернов В. М.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 223—243.

Установлено, что гимольская серия сложена метаморфизованными осадочно-вулканическими породами двух циклов седиментации. В первый цикл происходило формирование терригенно-вулканической (лептитовой) и сменяющей ее по простиранию, спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации. Во втором цикле была сформирована вулканическая (лептитовая) железисто-кремнистая формация. Определение первичной



генетической природы ряда структурно-текстурных, минералогических и химических особенностей пород позволило провести парагенетический анализ и восстановить палеофациальные и палеотектонические условия их седиментации. Устанавливается взаимосвязь докембрийского железнакопления со структурно-тектоническими элементами земной коры.

Таблиц 1, иллюстраций 10, библиография — 7 названий.

УДК 551 : 224 : 551.72(470.22)

**Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии.** Светов А. П., Голубев А. И. Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 244—252.

Авторы провели комплексные исследования среднепротерозойских вулканогенных толщ Центральной Карелии. Выявлены признаки, помогающие установить местоположение вулканических аппаратов палеовулканических метаморфизованных толщ. Для районов расположения древних центров лавовых излияний характерны наибольшая мощность и число лавовых потоков, максимальное площадное распространение груболомочного материала вулканических выбросов с минимальной степенью их сортировки и окатанности и большое количество продуктов поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельности. Важным признаком являются первичные текстуры пород, свидетельствующие об интенсивном выделении летучих из лавы и позволяющие замерить направления течения лав. Намечены участки предполагаемого расположения вулканических аппаратов в различных вулканических зонах ятулии. Подробно описаны остатки одного из обнаруженных вулканических аппаратов — Гирвасского вулкана.

Иллюстраций 5, библиография — 14 названий.

УДК 552. 313(470.22)

**Вулканытты кряжа Ветреный пояс (юго-восток Балтийского щита).** Куликов В. С. Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 253—265.

Впервые вулканический комплекс среднепротерозойской серии Ветреного пояса расчленен на составляющие его покровы, определена первичная ориентировка покровов в пространстве, выделена жерловая фация, представленная вулканической брекчией, и эффузивная (субфация текучих лав). Выделены две группы покровов — покровы пикритовых и пироксеновых базальтов. Мощные покровы формировались в два этапа. Первый — затвердение с частичной кристаллизацией верхней половины покрова и нижней зоны закалки сразу после излияния лав в водной среде. Второй — становление нижней части покрова, где основным формирующим фактором является кристаллизация в условиях гравитационно-кинематической дифференциации. Базальты содержат 0,1—0,34% Ст. Образования жерловой фации связаны с последними этапами вулканической деятельности. Сопоставление вулкаников серии Ветреного пояса с эффузивами суйсарской и печенгской (4-я толща) серий позволяет поставить вопрос о выделении на Балтийском щите единой среднепротерозойской магматической формации, близкой к трапповой.

Таблица 3, иллюстраций 3, библиография — 10 названий.

УДК 552.323(470.22)

**О кислых вулканогенных породах района оз. Шуезеро (Центральная Карелия).** Пекки А. С., Кулмала Т. К. Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970, Стр. 266—273.

Кислые вулканогенные породы верхней части тунгудской свиты образуют пластообразные, согласные с перекрывающими и подстилающими породами, и жильные тела. Все разновидности кислых пород связаны пространственно и имеют ряд особенностей (наличие порфировых зерен голубоватого опаловидного кварца, существенное преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , низкое содержание щелочноземельных компонентов и высокое — кремнезема), отличающих их от других пород района и свидетельствующих о принадлежности кислых пород к единому вулканическому комплексу. Пластообразно залегающие породы отнесены к эффузивной фации, в основном к эксплозивной субфации (темно-бурые сланцы и конгломераты, соответственно туфы и лапилли, меланократовые кварцевые порфиры — липаритовая лава, брекчиевидные породы — реликты расстрескавшихся корок лавового потока). Лейкократовые кварцевые порфиры (жильные образования) отнесены к субвулканической фации.

Таблица 1, иллюстраций 5, библиография — 8 названий.

УДК 551.21 : 553.661.2(470.22)

**О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии.** *Робонен В. И.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 274—279.

Изучение разрезов по четырем районам Карелии позволило определить последовательность геологического развития территории в нижнем протерозое и определить геологическую позицию и генезис сульфидных руд. Как и в более молодых образованиях из различных районов мира, нижнепротерозойские колчеданные руды Карелии включены в осадочно-туфогенную толщу, перекрыты туфами кислого состава и залегают на лавах кислого или среднего состава, перекрывающих вулканы основного состава. Это свидетельствует об однотипности условий формирования колчеданных руд с нижнего протерозоя по настоящее время. Выделено два генетических типа колчеданных руд: пиритовые руды — генетические, хемогенно-осадочные, источником для которых послужили продукты подводной газогидротермальной деятельности, и пирротиновые — эпигенетические, формировавшиеся при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи.

Иллюстраций 1, библиография — 31 название.

УДК 550.422 : 552.56(470.22)

**Главные закономерности распределения химических элементов в вулканогенных железисто-кремнистых формациях докембрия Карелии.** *Чернов В. М., Горьковец В. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, 1970. Стр. 280—297.

Установлено, что в фаціальном профиле железисто-кремнистых формаций гимольской серии сочетаются два типа распределения химических элементов. Пестрый тип характерен для фаций, формировавшихся вблизи вулканических очагов, а сглажено-упорядоченный тип — для удаленных от вулканических очагов фаций. Региональный метоморфизм железистых кварцитов зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций протекал без привноса и выноса главных петрогенных элементов. Микроэлементы при метаморфизме были подвижны. Некоторые литолого-петрографические типы пород содержат повышенные концентрации ряда микроэлементов, что представляет интерес для поисков руд.

Таблиц 3, иллюстраций 4, библиография — 8 названий.

УДК 552.313(470.22)

**Опыт палеовулканических исследований ятулийских вулканогенных толщ Карелии.** *Соколов В. А., Светов А. П.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 298—304.

Излагается методика исследования измененных основных пород ятулия, позволявшая авторам выделить среди них первично-эффузивные и интрузивные образования. Критериями послужили морфология, характер вертикальных разрезов, тип пластовой отдельности тел основных пород, особенности контакта с вмещающими породами и петрохимические особенности основных пород из различных тел. Кроме того, в отличие от интрузивных эффузивных образований обнаруживают строгую приуроченность к определенным частям циклично построенных толщ ятулия. Приведено фаціальное расчленение ятулийского вулканического комплекса. Основные породы использованы для решения различных вопросов геологии ятулия.

Библиография — 16 названий.

УДК (552.313) (470.21)

**К методике изучения древних вулканических толщ.** *Козлов М. Т.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 305—310.

На примере изученных автором разрезов (по обнажениям и скважинам) вулканогенной толщи имандра-варзугской серии устанавливаются признаки распределения текстурно-структурных особенностей на профиле потока, характер профилей плотности, пористости и магнитной восприимчивости пород и др., позволяющие определять границы, положение подошвы и кровли, первоначальный наклон поверхности потоков в древних метаморфизованных вулканогенных толщах.

Иллюстраций 4, библиография — 10 названий.

Роль поствулканических гидротермальных процессов в диафторических преобразованиях докембрийских пород Мурманского структурно-тектонического блока. *Костин В. А., Костина Н. А.* Сб. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 3, М., изд-во «Недра», 1970. Стр. 311—323.

Диафторические изменения проявляются в интенсивном развитии альбитизации, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации и затрагивают все породы изученного края от нижнеархейских гиперстеновых дноритов до протерозойско-палеозойских (?) даек диабазов. Процессы диафтореза пространственно связаны с зонами тектонических нарушений. Вынос железа и резкое сокращение содержания магнетита вызвало изменение магнитной восприимчивости пород и характера магнитного поля подвергшихся диафторезу пород. Обработка полуколичественных анализов методом математической статистики позволила установить ряд элементов-примесей, что указывает на возможность возникновения концентраций галенита, сфалерита, касситерита, молибденита и золота особенно в восточной части Мурманского блока и в зоне его обрамления.

Таблиц 5, иллюстраций 4, библиография — 16 названий.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
От редактора	3
К. А. Жук-Почекутов. Новая химико-минералогическая классификация амфиболитов на основе нормативного метода и метода чисел Ниггли	7
О. М. Розен, Г. Б. Гиммельфарб, В. А. Теняков. Пересчеты химических анализов метаморфических пород и некоторые вопросы регионального метаморфизма в связи с проблемами осадочной геологии докембрия (на примере карбонатных отложений)	32
В. А. Ожогин. Некоторые литологические особенности метаморфических толщ, вмещающих верхнепонойские щелочные граниты (Кольский полуостров)	44
Г. Л. Горощенко. Некоторые особенности минералогии пород гранулитовой формации Кольского полуострова в связи с их происхождением	56
А. С. Корякин. О признаках первично-элювиального генезиса некоторых метаморфических пород Карелии	80
Р. М. Полуновский, А. И. Белевцева. Некоторые вопросы литологического изучения метаморфической толщи Центрального Приазовья	99
Г. И. Леонтьев. Ритмостратиграфия и некоторые особенности формирования мамской параметаморфической толщи (междуречье Большой Чуи—Согдиондона)	108
А. А. Савельев, В. Я. Хильтова. Обломочные цирконы в глубокометаморфизованных осадочных и вулканогенных породах докембрия некоторых районов Сибири	113
А. А. Предовский, А. С. Воинов, В. Г. Загородный, Ж. А. Федотов, А. М. Ахмедов. Соотношение и характер процессов осадконакопления и вулканизма в геологической истории Печенги	120
П. М. Горяинов. Реликты эффузивов в породах амфиболитовой фации метаморфизма (на примере Кольского полуострова)	132
Д. Д. Мирская. Жерловые и субвулканические образования печенгской серии	144
М. А. Гилярова. Кислые эффузивы второй вулканогенной толщи Печенги	153
В. В. Любцов, А. М. Ахмедов, А. А. Предовский. Вулканизм и некоторые палеонтологические и литолого-геохимические особенности карбонатных пород Печенги	170
В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. Фации ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии	177
В. З. Негруца. О некоторых закономерностях карельского вулканизма восточной части Балтийского щита	192
В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, А. В. Рылеев, А. П. Светов, К. И. Хейсканен. О влиянии ятулийского вулканизма на осадкообразование	207
Ю. Б. Богданов. Эволюция нижнепротерозойского вулканизма и осадконакопления в некоторых структурах Карелии	213
В. М. Чернов. Парагенетические ассоциации пород вулканогенных железисто-кремнистых формаций Карелии и условия их осадконакопления	223
А. П. Светов, А. И. Голубев. Вулканические аппараты в ятулии (среднем протерозое) Центральной Карелии	244
В. С. Куликов. Вулканиты кряжа Ветренный пояс (юго-восток Балтийского щита)	253
А. С. Пекки, Т. К. Кулмала. О кислых вулканогенных породах района оз. Шуезеро (Центральная Карелия)	266
В. И. Робонен. О вулканизме и сульфидном рудообразовании в нижнем протерозое Карелии	274
В. М. Чернов, В. А. Горьковец. Главные закономерности распределения химических элементов в вулканогенных железисто-кремнистых формациях докембрия Карелии	280
В. А. Соколов, А. П. Светов. Опыт палеовулканологических исследований ятулийских вулканогенных толщ Карелии	298
М. Т. Козлов. К методике изучения древних вулканических толщ	305
В. А. Костин, Н. А. Костина. Роль поствулканических гидротермальных процессов в диафорических преобразованиях докембрийских пород Мурманского структурно-тектонического блока	311

*Коллектив авторов*  
ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ  
Выпуск 3

Вопросы литологии и палеовулканологии докембрийских образований

Редактор издательства *Семилеткова Е. К.* Технический редактор *Сычева Е. С., Калужина В. И.*  
Корректор *В. И. Жуква*

---

Сдано в набор 21/1-1971 г.	Подписано в печать 10/VIII-1971 г.	T-12754	
Формат 70×108 <sup>1</sup> / <sub>16</sub> .	Печ. л. 20,75	Усл. печ. л. 29,05	Уч.-изд. л. 26,8
Бумага № 1	Индекс 3-4-1	Заказ 34/11022-1	
Тираж 1500 экз.	Цена 3р. 13 к.		

---

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Ленинградская картфабрика ВАГТ

