

П-1332

3⁰¹

6.19

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЯ
и
ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ДОКЕМБРИЯ



ГЕОЛОГИЯ
И
ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ДОКЕМБРИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА—ЛЕНИНГРАД

1964

Редакционная коллегия

Доктор геолого-минералогических наук проф. Э. К. Герлинг, член-корреспондент АН СССР Н. А. Елисеев, доктор геолого-минералогических наук К. О. Кратц, кандидат геолого-минералогических наук В. Г. Кушев, кандидат геолого-минералогических наук Ю. М. Соколов (секретарь), доктор геолого-минералогических наук проф. Н. Г. Судовиков.

Ответственный редактор

член-корреспондент АН СССР Н. А. Е Л И С Е Е В.

Светлой памяти *А. А. ПОЛКАНОВА*
посвящают этот сборник
ученики и друзья



1888—1963

АКАДЕМИК АЛЕКСАНДР АЛЕКСЕЕВИЧ ПОЛКАНОВ

10 января 1963 г. на 75-м году жизни скончался выдающийся советский ученый, заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Ленинской премии академик Александр Алексеевич Полканов. В лице А. А. Полканова советская наука понесла большую потерю, а геологи лишились выдающегося знатока геологии докембрийских формаций.

Александр Алексеевич Полканов родился 25 мая 1888 г. в г. Костроме, в трудовой семье вышедшего из народа русского умельца — мастера текстильного дела Алексея Васильевича Полканова.

По окончании Костромской гимназии Александр Алексеевич в 1906 г. поступил на Естественное отделение физико-математического факультета Московского университета, а в 1909 г. перевелся в Петербургский университет, который и окончил в 1911 г. Блестящие способности Александра Алексеевича обратили на себя внимание, и он был оставлен при Университете для подготовки к профессорскому званию.

Начиная с 1911 г., кроме научной деятельности, Александр Алексеевич вел педагогическую работу в средней школе, на Высших сельскохозяйственных курсах (1911—1916 гг.), в Психоневрологическом институте (1913—1916 гг.), в Институте гражданских инженеров (1915 г.), где преподавал естествознание, геологию, минералогию и географию.

После сдачи магистерских экзаменов и получения звания приват-доцента он был откомандирован в 1916 г. в Пермский университет, где возглавил кафедру минералогии и кристаллографии, был деканом сельскохозяйственного факультета (1913—1919 гг.) и исполнял обязанности ректора Университета (1920 г.).

В 1921 г. А. А. Полканов возвратился в Ленинградский университет, с которым не расставался до конца своей жизни.

Здесь он прошел путь доцента (1921—1930 гг.), профессора (1930—1963 гг.), заведующего кафедрой петрографии (1939—1960 гг.). В 1935 г. ему была присвоена ученая степень доктора геолого-минералогических наук без защиты диссертации. В 1930—1934 гг. одновременно с работой в Университете Александр Алексеевич являлся профессором на кафедре петрографии в Ленинградском Горном институте.

Первые шаги на научном поприще А. А. Полканов сделал еще на студенческой скамье в стенах Петербургского университета, опубликовав статью о закономерном срастании двух амфиболов (1912). С тех пор в течение более 50 лет до конца своей жизни он не оставлял научной работы.

Научные интересы А. А. Полканова на протяжении всей его жизни в основном охватывали две проблемы — геологию докембрия Балтийского щита и петрологию интрузивных пород. Большую часть своих полевых исследований он провел на Кольском п-ове (с 1911 по 1927 гг.), где сильно

подорвал свое здоровье. Лишь временами и ненадолго он отвлекался для геологических работ в западном Приуралье (1913, 1916 гг.), на Украине (1930, 1935, 1936 гг.) и в Крыму (1938, 1939 гг.).

Первое знакомство Александра Алексеевича с Кольским п-вом произошло еще в студенческие годы, когда он в 1911 г. по поручению Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей совершил поездку в окрестности г. Александровска и в 1914 г. посетил северо-западную часть полуострова с целью подготовки к экскурсии по четвертичной геологии для намечавшегося в 1916 г. в России Международного геологического конгресса. Уже эти первые работы создали известность А. А. Полканову и послужили основанием для избрания его в 1916 г. в научные сотрудники Геологического комитета, позднее ЦНИГРИ—ВСЕГЕИ, где он проработал до 1939 г. По поручению Геологического комитета А. А. Полканов в начале 1917 г. провел изучение геологического строения и полезных ископаемых в районе трассы Мурманской железной дороги на участке ст. Оленья—Мурманск, а затем с 1923 по 1927 гг. осуществлял планомерную геологическую съемку 35-го и 36-го листов десятиверстной геологической карты Европейской России. Именно на основе этих работ он и создал впоследствии свои крупные обобщающие монографии по геологии докембрия Кольского п-ова (1935, 1936, 1937) и широко известные обзоры по геологии Балтийского щита в целом (1937, 1939), доложенные на XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1937 г. В подготовке и организации северных (Карелия, Кольский п-ов) экскурсий этого конгресса Александр Алексеевич в качестве руководителя секции докембрия принимал самое деятельное участие.

В конце тридцатых годов А. А. Полканов осуществлял большую практическую работу по организации и консультации многочисленных геологических исследований в Карелии, на Кольском п-ове, на Украине, связанных с составлением обзорных геологических карт, с поисками и разведкой месторождений различных полезных ископаемых, со строительством гидростанций, портовых, промышленных и других сооружений. Поставленные по его инициативе поисковые работы на железные руды в северо-западной части Кольского п-ова, признаки которых были обнаружены лично Александром Алексеевичем еще в начале его исследований этого района, в дальнейшем привели к созданию крупной железорудной базы на северо-западе СССР.

Великая Отечественная война застала А. А. Полканова в Ленинграде, где в тяжелых условиях блокады он продолжал научную и педагогическую работу. Летом 1942 г. вместе с Ленинградским университетом он, тяжело больной, был эвакуирован в Куйбышев, куда временно был переведен Университет. Здесь, продолжая научную деятельность, А. А. Полканов написал ряд научных работ и, в частности, разработал генетическую систематику интрузивных тел.

Комплекс научно-теоретических исследований, проведенных А. А. Полкановым в предвоенные и военные годы, его педагогическая деятельность и создание собственной школы геологов-петрологов, из которых многие впоследствии стали кандидатами и докторами наук, наконец его большая консультативная и редакторская работа — все это вместе взятое привело к тому, что в 1943 г. А. А. Полканов как один из крупнейших ученых страны был избран действительным членом Академии наук СССР по Отделению геолого-географических наук, а в 1944 и 1945 гг. награжден орденами Трудового Красного Знамени за выдающиеся заслуги в развитии науки и подготовке научных кадров.

После окончания Великой Отечественной войны, в декабре 1945 г., правительство Карело-Финской ССР приняло постановление, одним из инициаторов которого явился академик А. А. Полканов, об организации

в республике Научно-исследовательской базы, позднее — Карельского филиала АН СССР; ее директором Президиум Академии наук назначил А. А. Полканова.

С 1945 по 1948 гг. он являлся председателем Президиума Карельского филиала и направлял его работу, не оставляя возникшей у него еще в 1937 г. мысли об организации специального института по изучению докембрия. После нескольких лет подготовительной работы А. А. Полканов добился, наконец, того, что в 1949 г. в Ленинграде по постановлению Президиума АН СССР была создана Лаборатория геологии докембрия. Научное и административное руководство работой Лаборатории в течение почти 15 лет осуществлялось ее бессменным директором — академиком А. А. Полкановым. Перед коллективом сотрудников Лаборатории А. А. Полкановым была поставлена обширная программа исследований с задачей выявления общих закономерностей формирования докембрийских подвижных поясов, особенностей размещения и генезиса связанных с ними полезных ископаемых. Этими работами при жизни Александра Алексеевича были охвачены Балтийский щит, Сибирская платформа и ее складчатое обрамление, а также отдельные области Украинского щита.

Наряду с общим руководством работами Лаборатории геологии докембрия, чтением лекций и занятиями с дипломниками и аспирантами в Университете, Александр Алексеевич в эти годы написал ряд программно-методических работ и работ по теоретическим вопросам петрологии магматических пород (1953), уделив особенно большое внимание проблеме происхождения платформенных интрузий позднего докембрия Балтийского щита (1955—1956 гг.). Наиболее важной стороной деятельности А. А. Полканова в Лаборатории явилась его организаторская работа по созданию и внедрению в геологическую практику радиохимических методов определения абсолютного возраста пород и минералов. Вместе с руководителем отдела радиологических исследований в ЛАГЕД АН СССР проф. Э. К. Герлингом А. А. Полканов не только сумел развернуть большой объем этих исследований внутри Лаборатории, включив их в повседневную практику коллектива своих геологов, но также и привлечь к совместной работе многие другие научные и производственные геологические учреждения СССР и зарубежных стран (Финляндия, Швеция, Норвегия, Индия, Цейлон, КНР, Алжир и др.). Итогом этих исследований А. А. Полканова и Э. К. Герлинга явилась разработка первой геохронологической шкалы докембрия Балтийского щита, охватывающей огромный — около 3 млрд лет — интервал времени в истории развития Земли, а также принципиально новой схемы строения Балтийского щита с выделением катархейских, архейских, протерозойских и палеозойских складчатых поясов, последовательно нарастающих вокруг центрального ядра этого кристаллического массива. Результаты этих исследований, опубликованные в ряде изданий (с 1956 по 1961 гг.), были представлены в 1960 г. на XXI сессию Международного геологического конгресса в г. Копенгагене. В знак признания выдающихся достижений в изучении геологии Фенноскандии на геохронологической основе после конгресса академик А. А. Полканов был избран почетным членом-корреспондентом Шведского геологического общества. В 1961 г. А. А. Полканову и Э. К. Герлингу, за работу по освоению и внедрению в геологическую практику методов абсолютной геохронологии была присуждена Ленинская премия.

Характеристика научной деятельности А. А. Полканова в послевоенный период была бы неполной, если не упомянуть о его многолетней активной работе в Комиссии АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций (с 1953 г.), в комиссии по проблеме «Тектонические карты Европы и мира» (с 1957 г.), в редколлегии издания «Страти-

графия СССР», где он являлся редактором тома «Стратиграфия докембрия» (с 1958 г.), в комитете по созданию Атласа литологии и палеогеографии нижнего протерозоя СССР (с 1961 г.) и, наконец, о большой, государственной важной работе в Национальном комитете советских геологов (в секциях стратиграфии докембрия, абсолютного возраста, терминологии докембрия, номенклатуры гранитов и мигматитов), задачей которого является отбор и демонстрация на Международных геологических конгрессах лучших достижений отечественной геологической науки. А. А. Полканов не только готовил материалы в качестве куратора и редактора соответствующих сборников докладов, но, как уже говорилось, и сам принимал участие в работе XXI сессии МГК в 1960 г. в Копенгагене и в подготовке к XXII сессии в 1964 г. в Дели.

Кроме того, А. А. Полканов с 1958 г. состоял членом Международной ассоциации геологов по изучению глубинных зон земной коры и дважды (в 1958 и 1959 гг.) участвовал, выступая с докладами и сообщениями, в работе съездов Ассоциации. На одном из них, во Франции, он был избран почетным членом Французского геологического общества.

Нельзя не отметить также работы А. А. Полканова по редактированию целого ряда академических изданий, его деятельности в качестве бессменного (с 1952 г.) главного редактора Трудов Лаборатории геологии докембрия, наконец, его постоянной консультационной работы в Северо-Западном геологическом управлении, Карельском и Кольском филиалах АН СССР, геологической экспедиции в Антарктике, постоянного активного участия в работе совещаний по вопросам стратиграфии и геологии докембрия, по тектонике и др.

В течение многих лет Александр Алексеевич вел, помимо этого, еще и научно-организационную и общественную работу, являясь председателем Отделения геологии и минералогии Ленинградского и членом Московского общества естествоиспытателей, членом Ученого совета Всесоюзного минералогического общества, работал в оргкомитетах Всесоюзных совещаний по петрографии, принимал участие в работе Общества по распространению политических и научных знаний, был почетным членом Общества юных геологов и занимал ряд выборных должностей.

Научное творчество и педагогическая деятельность

Александр Алексеевич Полканов в своих исследованиях не ограничивался какой-либо одной отраслью геологических знаний, его работы охватывали многие вопросы петрографии, структурной геологии, петрологии, геологии, тектоники, метаморфизма, стратиграфии докембрия, металлогении и рудных месторождений, четвертичной геологии, геохронологии.

По специальности А. А. Полканов был петрографом и именно в этой области больше всего сделано в течение его длительного, более чем полувекового научного пути. Интересно сопоставить его научную деятельность с развитием петрографии вообще, принимая во внимание, что петрография в качестве самостоятельной науки насчитывает всего лишь одно столетие.

А. А. Полканов обладал умом выдающегося ученого аналитического склада, что нашло отражение в особенности в тех областях, где им были созданы наиболее значительные научные ценности и сделаны широкие обобщения, направившие науку по новым путям. К этому следует добавить удивительную способность видеть далеко вперед и уметь делать выводы на основе тонких и метких наблюдений. Выдающиеся способности исследователя и тщательность и строгость в наблюдениях предохраняли Александра Алексеевича от преждевременных и мало обоснованных вы-

водов, от незрелых теорий и, как следствие, от ошибок. Свои собственные научные достижения он всегда оценивал строго и скромно, несмотря на то что выводы из результатов научной работы были смелыми и передовыми.

Большое значение имеют его научные работы в области петрологии, которые обратили на себя внимание в самом начале его научной деятельности. На Кольском полуострове (1911, 1913 гг.) он получил очень интересные и важные результаты, занимаясь исследованием высокотемпературных изменений горных пород в контакте с интрузиями. На примере изучения воздействия диабазовой магмы (в дайках) на вмещающие гранито-гнейсы было установлено, что гранито-гнейсы у контакта с дайкой и в ксенолитах внутри дайки плавятся с образованием эвтектической пары полевой шпат—кварц, срastaющихся с образованием гранофировой структуры. Вслед за образованием эвтектической аплитовой магмы происходит перемещение ее и интрузия в виде тонких жилок в успевшие уже застыть диабазы. Одновременно образуются гибридные породы типа диоритов. А. А. Полканов показал, что кристаллизация минералов в горных породах происходит не только по принципу образования реакционных серий минералов (принцип Боуэна), но и по принципу плавления (кристаллизации) эвтектических пар минералов, возникающих в результате селективного плавления.

Небольшое по объему статьи о контактовом взаимодействии диабазовой магмы и гранито-гнейсы содержат конкретное описание явлений анатексиса и совершенно правильное его истолкование. Эти явления имеют прямое отношение к проблеме гранитов и гранитизации. Почти пятьдесят лет спустя после появления названных статей в печати благодаря экспериментальным данным были созданы теоретические основы явлений анатексиса и сделаны выводы, к которым А. А. Полканов пришел еще в 1913 г., о роли селективного плавления и переплавления горных пород при ультраметаморфизме.

Исследования А. А. Полканова расширили геологические представления о значении термального воздействия интрузий на вмещающие породы и в частности на образование гибридных пород. Позднее, в 1931 г., финский петролог П. Эскола создал теорию дифференциального плавления и образования гранитных магм, построенную на аналогичных принципах. Эта теория получила мировую известность и признание.

К теме об анатексисе А. А. Полканов возвращался неоднократно в связи с проблемой гранитов. Не случайно 40 лет спустя после опубликования статей о контактовом воздействии даек диабазы на гранито-гнейсы им было опубликовано подробное описание явлений анатексиса с хорошими иллюстрациями. О возможных масштабах и механизме процессов палингенеза позволяют судить его специальные работы, посвященные происхождению платформенных интрузий хогландия (1955, 1957).

Особое значение в петрологии имеет работа А. А. Полканова о несимметричной дайке диабазы (1924, 1928). В результате экспериментального изучения силикатных систем в двадцатых годах настоящего столетия Н. Л. Боуэном был сделан вывод об огромном значении кристаллизационной дифференциации при формировании горных пород, хотя ранее существовало мнение о более важной роли дифференциации в жидком виде — магматической дифференциации. В то время почти не производилось детальных геологических исследований магматических тел и поэтому хороших примеров кристаллизационной дифференциации известно не было.

Работа о несимметричной дайке в отечественной литературе является первой, в которой приводится конкретное и очень убедительное описание горных пород, сформировавшихся в результате кристаллизационной

дифференциации. А. А. Полкановым было показано, что кристаллизационная дифференциация подчиняется законам гидромеханики, и выяснено, какую роль при этом играют движение и гравитация. На этом примере объяснен механизм возникновения мономинеральных пород — анортозитов — при кристаллизационной дифференциации базальтовой, а не анортозитовой магмы.

Работа о несимметричной дайке является прекрасным образцом петрологических исследований, на котором учились и продолжают учиться многие русские петрографы.

Дальнейшее развитие идей, изложенных в статьях о несимметричной дайке, содержится в многочисленных трудах А. А. Полканова, посвященных изучению естественных рядов горных пород (1941—1944). Детальное структурно-петрологическое исследование механизма кристаллизационной дифференциации позволяет наметить следующие типы естественных рядов горных пород: ортомагматический, комплементарный, синтетктический — гибридный. Ряды подразделяются на сингенетические комплементарные породы, сингенетические нисходящие ряды пород и естественные ряды эпигенетических магматических пород при последних фазах магматизма. Сюда же относятся нисходящие ряды с периодической повторяемостью (1954).

Структурно-петрологические исследования А. А. Полканова и его учеников привели к выводу о том, что существует три типа фракционирования твердой фазы при кристаллизационной дифференциации: а) при гравитации (по Дарвину); б) при гравитационно-кинетической дифференциации по Полканову (1915, 1924, 1928) и, наконец, в) при кинетической дифференциации по Крату (1895 г.), Болку (1930 г.).

Обширный материал по петрологии приводится в монографии «Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова» (1935). В книге имеются многие примеры петрологического анализа на основе принципов структурной петрологии древнеархейских интрузий, одновременных со складчатостью вмещающих пород. Кристаллизация магмы во время движения приводила к гравитационно-кинетической дифференциации и образованию архейских интрузивных комплексов типа трондьемитов, гиперстеновых диоритов. Тектонические движения и одновременная кристаллизация определили формирование первичных бластических структур и первичных гнейсовых текстур (первичных гнейсовых структурных фаций). Формирование горных пород сопровождалось процессами аутометаморфизма, что обусловило последовательное замещение ранее кристаллизовавшихся минералов более поздними.

А. А. Полканов проводил исследования преимущественно на Кольском п-ове, лишь на короткие промежутки времени он отвлекался от интересов этого района для работ в других областях, результаты которых были опубликованы в монографиях, посвященных изучению габбро-лабрадоритов Волини (1948) и платформенных гранитов Карелии (1955).

К области петрологии относятся его работы по изучению весьма разнообразных щелочных горных пород, классическим районом широкого распространения которых является Кольский п-ов. Благодаря радиологическим определениям возраста горных пород удалось установить, что щелочные интрузии возникали в докембрии (протерозое), в каледонскую и герцинскую эпохи.

При изучении щелочных интрузий возникают сложные вопросы о дифференциации щелочной магмы, о происхождении щелочных пород, о структуре щелочных массивов и механизме интрузий, о причинах большого разнообразия щелочных минералов. Щелочным интрузиям свойственна своеобразная металлогения, причем известно много месторождений, генетически связанных с породами щелочных комплексов. Моногра-

фия «Петрология плутона Гремяха-Вырмес, Кольский полуостров» (1941), написанная совместно с Н. А. Елисеевым, является примером детального исследования сложной интрузии, состоящей из пород разнообразного состава, и может служить примером изучения щелочных пород на Кольском полуострове. Массив Гремяха-Вырмес сформировался в три этапа интрузии, в течение которых кристаллизовались следующие ряды горных пород: I этап — ряд оливинитов—перидотитов—габбро-анортитов, оливинитов—акеритов—олигоклазитов; II этап — ряд ийолитов—уртитов—фойяитов; III этап — ряд щелочных сиенитов—щелочных гранитов. Исследованные комплексы — ряды горных пород — во многом сходны со щелочными породами района Осло в Норвегии. Для всех рядов горных пород типична первичная расслоенность. Последний, третий, комплекс обладает сланцеватыми текстурами и бластическими структурами. Детальное изучение минералов, особенностей внутренней структуры каждого комплекса плутона и взаимоотношений между отдельными породами, слагающими комплексы, привели А. А. Полканова к выводу о том, что разнообразие пород внутри каждого комплекса возникло в результате гравитационно-кинетической дифференциации магмы. Интрузии щелочной магмы сопровождалась метасоматическими изменениями вмещающих пород. Таким образом возникли, например, за счет габбро первого комплекса тералиты при контактово-метасоматическом воздействии нефелино-сиенитовой интрузии второго этапа формирования сложной интрузии (1941). На основе физико-химического анализа объясняются процессы кристаллизационной дифференциации основной и щелочной магм. При анализе диаграммы Шерера—Боуэна сделан вывод о возможности трех способов возникновения остаточной фойяитовой магмы, из которых два были установлены А. А. Полкановым. Этот вопрос освещен в специальной статье (1944). Детальные выводы о генезисе щелочных пород имеют значение не только в отношении щелочных пород Кольского п-ова, но и в отношении щелочных горных пород вообще.

Кроме массива Гремяха-Вырмес, А. А. Полканов открыл и исследовал другие массивы щелочных пород (1938, 1945). Он принимал самое деятельное участие в организации геологических и структурных исследований Хибинского и Ловозерского щелочных массивов. Его консультациями пользовались почти все геологи, занимавшиеся изучением щелочных пород Кольского п-ова.

А. А. Полканов является одним из основоположников структурного анализа кристаллических пород и в этой области им сделано очень многое. Свои петрологические исследования он выполнял всегда на основе структурного анализа и предложил много оригинальных методов. А. А. Полканов и его многочисленные ученики весьма способствовали разработке, дальнейшему усовершенствованию и широкому распространению структурного анализа в Советском Союзе, превращению этого метода в основу современных исследований интрузивных тел.

Особо важное значение имеют исследования А. А. Полканова в области разработки генетической систематики и классификации интрузивных тел. В ряде статей, опубликованных в 1945—1946 гг., были изложены основы генетической систематики интрузивных тел платформенных и складчатых областей. А. А. Полканов выдвинул два основных положения: 1) каждое интрузивное тело выражает собою равновесие между активными силами магмы, с одной стороны, и тектоники и кинематики вмещающих пород, с другой; 2) внутреннее строение интрузивного тела определяется отношением периода движения и кристаллизации магмы. Были охарактеризованы типичные особенности интрузивной деятельности в различных структурно-геологических зонах земной коры и особенности внутреннего строения интрузивов в складчатых и платформенных областях. Удачное

применение методов структурного анализа интрузивных массивов было показано как им, так и его учениками на многих примерах. Одной из последних и наиболее интересных работ А. А. Полканова явилось исследование тектоники и магматизма в области южной платформы Балтийского щита (южная часть Карелии), которое позволило объяснить механизм возникновения глубинных внутрикоровых магматических очагов, развивавшихся в радиальных флексурах докембрийской платформы.

Выдающееся место занимают работы А. А. Полканова в области метаморфизма. В 1935 г. была опубликована обширная монография «Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова» (вторая часть была опубликована в 1937 г.), излагающая результаты двадцатилетних исследований на Кольском полуострове. Главное внимание в монографии уделено исследованию различных комплексов кристаллических пород преимущественно метаморфического происхождения. Структурно-геологическое изучение комплексов позволило установить стратиграфическую схему для докембрийских толщ и провести сравнение метаморфических комплексов соседних районов Балтийского щита. Впервые для Кольского п-ова дано описание разнообразных горных пород, выяснены условия возникновения и метаморфизма докембрийских метаморфических комплексов пород, выделены основные эпохи диастрофизма, магматические циклы и, наконец, освещены вопросы металлогении и образования различных месторождений полезных ископаемых.

Проведенные исследования позволили определить первичный состав исходных пород и проанализировать ход последовательных метаморфических превращений. Была определена принадлежность каждого комплекса горных пород к той или иной метаморфической фации, установлены последовательные этапы прогрессивного и регрессивного метаморфизма в зонах различной глубинности, явления наложения метаморфизма.

Обширная монография по Кольскому п-ову (1935) содержит выводы, которые легли в основу геологических построений для Кольского п-ова и Карелии при подготовке к Международному геологическому конгрессу, проходившему в СССР в 1937 г.

Исследования А. А. Полканова приобрели особо важное значение в связи с выявлением перспектив минерально-сырьевой базы на Кольском п-ове. Этой теме посвящена специальная работа — «Проблема Кольского полуострова», написанная совместно с другими авторами еще до выхода в свет монографии, и ряд статей. В «Трудах» Международного геологического конгресса А. А. Полкановым опубликована обширная сводка по геологии всего Балтийского щита с обзорными геологическими картами.

Работы А. А. Полканова в области метаморфизма и геологии докембрия Кольского п-ова, его глубокие обобщения по геологии Балтийского щита получили всеобщее признание и широкую мировую известность, их результаты были опубликованы профессором С. Н. Бубновым на немецком языке. Главным образом за эти работы А. А. Полканов и был избран в 1943 г. действительным членом Академии наук СССР.

Исследования докембрийских комплексов горных пород, проводившиеся А. А. Полкановым, сопровождалась открытием на Кольском п-ове нескольких месторождений полезных ископаемых, в частности железных руд промышленного значения, некоторые из них в настоящее время эксплуатируются. В работе «Проблема Кольского полуострова» (1933) впервые для этого района приводится металлогеническая характеристика и устанавливается приуроченность различных месторождений полезных ископаемых к определенным отделам докембрия и палеозоя Кольского п-ова. В нескольких статьях о титано-магнетитовых месторождениях Гремяхи-Вырмес (1939, 1940, 1941) приводится характеристика месторождений, основанная на детальном изучении геологической обстановки,

структур, минерального и химического составов руд. Исследования А. А. Полканова позволили дать дальнейшее направление развитию работ по освоению недр Кольского п-ова.

А. А. Полканов занимался изучением немых, лишенных органических остатков, метаморфических толщ, стратиграфическое расчленение которых крайне затруднено. Поэтому ему приходилось уделять много внимания разработке принципов стратиграфии докембрия. Он выделил в докембрии Кольского п-ова супракрустальные образования архея и установил структуру приуроченных к ним железорудных толщ, супракрустальные образования протерозоя и эпохи диастрофизма, сопровождавшиеся интрузиями и метаморфизмом.

Большую ценность представляет ряд обобщений А. А. Полканова по геологии и структуре докембрия всего Балтийского щита (1936—1939), в которых на основе анализа геологических структур и стратиграфии выделены складчатые пояса архея, геосинклинальные пояса карелид, эпохи диастрофизма, сопровождавшиеся интрузиями; особо выделен эпохалезой палеозойской эры.

Осадочные породы эпохалезоя и собственно палеозоя относятся, по А. А. Полканову, по типу накопления осадков к шельфу, а тектонические движения представляли собой эпейрогенические и орогенические движения земной коры в каледонскую и герцинскую эпохи.

В методической разработке стратиграфии метаморфических немых толщ особое положение занимают радиологические методы определения возраста горных пород, получившие широкое распространение в настоящее время, причем на развитие этих методов плодотворное влияние оказали исследования А. А. Полканова. Творческое содружество выдающегося петролога академика А. А. Полканова и талантливого экспериментатора и знатока радиологических методов определения абсолютного возраста профессора Э. К. Герлинга увенчалось блестящим успехом. Полученные ими в стенах Лаборатории геологии докембрия данные позволили разработать первую геохронологическую схему докембрия Кольского п-ова, Карелии и сопредельных областей. Более подробные сведения о работах А. А. Полканова в этой области приводятся в специальной статье (см. статью К. О. Кратца в настоящем сборнике). Геолого-геохронологические исследования А. А. Полканова и Э. К. Герлинга получили всеобщее признание и высокую оценку.

Следует сказать хотя бы несколько слов о работах А. А. Полканова в области четвертичной геологии. В ряде статей (1922, 1934, 1937) он рассматривает отдельные фазы движения ледниковых покровов, их регрессий и трансгрессий. На основе измерений древнейших береговых линий дается спектр эпейрогенических поднятий северо-западной части Кольского п-ова. Такие исследования проведены были в Советском Союзе впервые.

Особое и значительное место в жизни А. А. Полканова занимала педагогическая деятельность, которую он вел столь же длительное время, как и научную, т. е. на протяжении более полувека, преимущественно в стенах геологического факультета Ленинградского университета. Даже после оставления штатной должности в Университете он не прерывал своей педагогической работы на кафедре петрографии и до последних дней руководил аспирантами и дипломниками.

А. А. Полканов воспитал большое количество учеников, успешно продолжающих дело своего учителя.

На протяжении более 20 лет А. А. Полканов читал курс петрографии на геологическом факультете Ленинградского университета. К сожалению, подготовка к печати соответствующего руководства не была доведена им до конца.

А. А. Полканов выделил из общего курса петрографии в качестве самостоятельных дисциплин и впервые ввел в учебную программу преподавание метаморфизма и структурного анализа интрузивных тел. Структурный анализ интрузивных тел он первоначально читал в виде отдельных глав курса петрографии. Опубликованное А. А. Полкановым в 1931 г. литографированное руководство по метаморфизму было первым подобным изданием, выпущенным на русском языке. По этой книге несколько поколений петрографов изучали основы метаморфизма.

К ведению практических занятий и чтению лекций А. А. Полканов привлекал и своих учеников, которые в дальнейшем сами создавали и разрабатывали самостоятельные оригинальные курсы.

Особенно важное значение в подготовке молодых специалистов имели занятия со студентами-дипломниками и аспирантами и консультации А. А. Полканова. Здесь проявлялся его необыкновенный талант воспитателя молодежи, умение пробудить интерес и развить способности к аналитической работе, не навязывая своих мнений. Многие ученики Александра Алексеевича с глубокой признательностью вспоминают свои первые шаги на пути научного творчества и заботливое и удивительно плодотворное влияние своего учителя на развитие их способностей. Под влиянием А. А. Полканова защиты курсовых и дипломных студенческих работ на кафедре петрографии превратились в своеобразные научные сессии со строгим критическим разбором работ студентов. Сам А. А. Полканов принимал горячее участие в таких обсуждениях.

Заслуги академика А. А. Полканова в области развития геологических наук, его многолетняя педагогическая и научно-организационная деятельность были высоко оценены Правительством. В 1959 г. в дополнение к двум орденам Трудового Красного Знамени он был награжден орденом Ленина, в 1959 г. ему было присвоено почетное звание Заслуженного деятеля науки РСФСР, в 1961 г. он стал лауреатом Ленинской премии.

БИБЛИОГРАФИЯ РАБОТ А. А. ПОЛКАНОВА

1912

О случае срастания в двойниковом положении двух различных амфиболов. Тр. СПб. общ. естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 35, вып. 5, 1912, стр. 319—345.

1913

О жильных горных породах окрестностей Александровска на Кольском полуострове. Тр. СПб. общ. естествоисп., Протоколы заседаний, т. 44, вып. 1, № 1, 1913, стр. 4—8.

О контактовом взаимодействии диабазы и гнейсо-гранита на Кольском полуострове. Тр. СПб. общ. естествоисп., Протоколы заседаний, т. 44, вып. 1, № 4—6, 1913, стр. 155—158.

1914

К вопросу о расположении пермских отложений в Уфимской губ. Тр. СПб. общ. естествоисп., Протоколы заседаний, т. 45, вып. 1, № 5—6, 1914, стр. 191—193.

1915

Краткий отчет об экскурсии летом 1914 г. на Кольский полуостров. Тр. СПб. общ. естествоисп., Протоколы заседаний, т. 46, вып. 1, № 7—8, 1915, стр. 248—250.

1918

Предварительный отчет о геологических исследованиях вдоль Мурманской железной дороги на участке от города Мурманска до станции Оленья. Изв. Геол. ком., т. 37, № 7—8, 1918, стр. 589—599.

1923

О территориальной распространенности магнитных аномалий на Кольском полуострове. Изв. Геол. ком., т. 42, № 3—4, 1923, стр. 78—80.

1924

Предварительный отчет о работах 1923 г. в северо-восточной четверти 36-го листа 10-верстной геологической карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. 43, № 7, 1924, стр. 931—972.

К вопросу о расположении пластов пермских отложений в Уфимской губернии. Тр. Лен. общ. естествоисп., Отд. геол. и минерал., т. 54, вып. 4, 1924, стр. 43—79.

Параллели. Путевые впечатления из поездки по р. Туломе на Кольском полуострове в 1914 и 1923 годах. Вестн. Мурмана, № 1, 1924, стр. 14—17.

1927

Случай памагничивания горных пород под влиянием грозового разряда в группе тундр Чурмуайвинч на Кольском полуострове. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 1, 1927, стр. 29—32, карта.

О самосадочной соли с побережья Северного Ледовитого океана и о некоторых других феноменах полярных стран, связанных с явлениями испарения. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 6, 1927, стр. 22—28.

О магнитной аномалии на тундре Попова (Нёлуайвиш) в северо-западной Лапландии. Вестн. Геол. ком., т. 2, № 7, 1927, стр. 18—25, карта.

1928

Апатит. В кн.: Годовой обзор минеральных ресурсов СССР за 1926—1927 гг., т. 2, Изд. Геол. ком., Л., 1928, стр. 117—120.

Геологические исследования на Кольском полуострове в 1917—1927 гг. Докл. и сообщ. Мурманск. общ. краев., вып. 2, 1928, стр. 13—34, карта.

Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фьорда. Тр. Лен. общ. естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 58, вып. 4, 1928, стр. 75—163.

1931

Метаморфизм горных пород. Литогр. изд. КУБУЧ, Л., 1931, стр. 200.

1933

Проблема Кольского полуострова. ГОНТИ, 1933, стр. 56. (Совместно с В. К. Котульским и С. Ф. Малявкиным).

Съемка среди изверженных пород. В кн.: В. Н. Вебер. Геологическая съемка (полевая геология). ГОНТИ, 1-е изд., 1933, стр. 69—75; 2-е изд., 1934, стр. 84—90; 3-е изд., 1937, стр. 84—91.

Протерзой и архей финских геологов. В кн.: Словарь по геологоразведочному делу, ОНТИ, 1933, стр. 34, 405—406.

The North-Western province. The latest contributions of the regional geology of the USSR. ОНТИ, 1933, стр. 8—11.

1934

Геологические исследования в районах магматических и метаморфических пород. ОНТИ, 1934, стр. 39. (Совместно с Н. А. Елисеевым и К. Н. Паффенгольцем).

Железные руды Кольского полуострова. В кн.: Научный Ленинград к XVII съезду ВКП(б), ОНТИ, 1934, стр. 191—194.

Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и острова Кильдин (Кольский полуостров). Пробл. сов. геол., т. 2, № 6, 1934, стр. 201—221.

1935

Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, ч. I. Изд. АН СССР, 1935.

Кольский полуостров. Введение (совместно со Д. И. Щеголевым), стр. 3—4; 1) Состояние геологической исследованности, стр. 5—8; 2) О направлении дальнейших исследований (месторождений полезных ископаемых) (совместно с А. С. Амеландовым, П. К. Григорьевым и Д. Ф. Мурашевым), стр. 13—17. В кн.: Контуры геол. проблемы севера Европейской части СССР, под общ. ред. А. А. Полканова, ОНТИ, 1935.

Принципы стратиграфии докембрия и стратиграфия кристаллических образований Кольского полуострова. Тр. I Всесоюз. научно-исслед. геологоразвед. конфер. ЦНИГРИ, 1935, стр. 93—117.

Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., т. 53, Геология, ГУСМН, 1936, стр. 171.

Методы Клооса и их значение для изучения интрузивных тел. В сб.: Матер. I Всесоюзн. научно-производств. геол. конфер., 1935 г., ОНТИ, 1936, стр. 70—74.

Основные черты геологии восточной части Фенноскандии — Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. В кн.: Акад. В. И. Вернадскому к 50-летию научн. и педагог. деятельности, ч. I, Изд. АН СССР, 1936, стр. 421—444.

1937

Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Ч. II. Описание геологии по маршрутам (1911, 1912, 1914, 1915, 1917, 1923—1927 гг.). ОНТИ, 1937, стр. 317.

Краткий обзор дочетвертичной геологии Кольского полуострова. В кн.: Международн. геол. конгресс, XVII сессия, Северная экскурсия, Кольский полуостров, ОНТИ, 1937, стр. 12—23.

Вводные замечания. В кн.: Международн. геол. конгресс, XVII сессия, Северная экскурсия, Карельская АССР, ОНТИ, стр. 5—7.

Основные черты геологии наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Международн. геол. конгресс, XVII сессия, Тезисы докладов, ОНТИ, 1937, стр. 66.

Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. Тр. Сов. секции Международн. ассоц. по изуч. четвертичн. периода (JNQUA), вып. 3, 1937, стр. 63—80.

Гиперборейская формация. Имандра-Варзуга свита. Калевийские образования. Карельские образования. Кейв свита. Онежский отдел. Печенга-Кучин свита. Самские граниты. Саролийская фация. Толпь-Кеулик, комплекс сланцеватых амфиболитов. В кн.: Стратиграф. словарь СССР, ОНТИ, 1937.

К вопросу о генезисе лабрадоритов Вольны. Тр. Лен. общ. естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 66, вып. 1, 1937, стр. 129—159.

До питання про генезис лабрадоритів Вольни. Геологічн. журн., т. 3, вып. 3—4, 1936, стр. 29—51.

Короткі дані про дослідження лабрадоритів їх масивів Вольни в 1936 г. Там же, стр. 239—240.

1938

Плутон щелочных пород Чагве-Уайв (Геология и петрология). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938, стр. 771—801.

Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Вольны. Тр. Лен. общ. естествоисп., отд. геол. и минерал., т. 67, вып. 2, 1938, стр. 187—204.

1939

Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сессии Международн. геол. конгр. в СССР, т. 2, ОНТИ, 1939, стр. 27—58.

Плутон габбро-лабрадоритов Вольны (Южная часть). Тр. XVII сессии Международн. геол. конгр. в СССР, т. 2, 1939, стр. 123—132.

О гигантских кристаллах эгирин-авгита из плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). ДАН СССР, 1939, т. 24, № 9, стр. 935—937.

Main geological features of the eastern extremity of Fennoscandian crystallin shield. Pan-Amer. geol., vol. 72, № 1, 1939, pp. 42—43.

1940

Геологические исследования Кольского полуострова за 20 лет. Матер. Всесоюзн. п.-иссл. геол. инст., общая сер., вып. 4, 1940, стр. 97—99.

Краткий очерк дочетвертичной геологии наиболее восточной части Фенноскандии—Карелии и Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 49, сер. геол.-почв. наук, вып. 9, 1940, стр. 5—20.

Структура и геологическая история плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1940, стр. 55—72. (Совместно с Н. А. Елисеевым).

Генезис тералитов и тералитовых гнейсов плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Уч. зап. ЛГУ, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8, 1940, стр. 224—251.

Эгириниты плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., 2-я сер., ч. 69, вып. 2—3, 1940, стр. 303—309.

О гигантских кристаллах лабрадора из плутона габбро-лабрадоритов Волыни. ДАН СССР, т. 26, № 5, 1940, стр. 462—465.

Теодолитный метод Е. С. Федорова в петрографии и петрологии. Уч. зап. ЛГУ, № 45, сер. геол.-почв. наук, вып. 8, 1940, стр. 16—19.

1941

Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Кольский полуостров. Изд. ЛГУ, 1941, стр. 244. (Совместно с Н. А. Елсеевым).

Петрографические работы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга в Карелии, Мугоджарах и в Крыму. Уч. зап. ЛГУ, № 66, сер. геол.-почв. наук, вып. 10, 1941, стр. 18—24.

Интрузия эгиринового наволока, плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Там же, стр. 37—74.

1944

К вопросу о гетерогенности фойяитов. 1. Гетерогенность магматических фойяитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944, стр. 41—50.

К вопросу о генезисе титано-магнетитового оруденения габбро-сиенитов плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1944, стр. 34—51.

1945

Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945, стр. 13—16 (тезисы); ДАН СССР, т. 48, № 9, 1945, стр. 690—693; в кн.: Тр. юбил. научн. сессии Лен. гос. унив., секция геол.-почв. наук, 1946, стр. 50—71; Amer. Journ. Sci., vol. 244, № 2, 1946, pp. 849—853; в кн.: Юбил. сессия АН СССР 15 июня—3 июля 1945 г., т. 2, 1947, стр. 322—349.

О новом местонахождении нефелиновых пород в северо-западной части Кольского полуострова. 1945, т. 46, № 2, ДАН СССР, стр. 77—79.

Серии гортополитсодержащих пород плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове и о некоторых очередных вопросах систематики магматических горных пород. Уч. зап. ЛГУ, № 65, сер. геол.-почв. наук, вып. 13, 1945, стр. 117—146.

1946

Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена. (Доклад на сессии ОГГН 5 июля 1946 г.). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946, стр. 5—28; Вестн. АН СССР, 1946, стр. 163.

Меланито-эгириновые сиениты плутона Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. В кн.: Акад. Д. С. Белянкин к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности, Изд. АН СССР, 1946, стр. 265—272.

Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса в петрологии. (Из наблюдений во время Северной экскурсии XVII Международн. геол. конгресса). В кн.: Вопр. минералогии, геохимии и петрографии, Изд. АН СССР, 1946, стр. 311—318; Уч. зап. ЛГУ, № 102, сер. геол. наук, вып. I, 1950, стр. 102—112.

К истории Тунгусского метеорита. О явлениях, сопровождавших падение Тунгусского метеорита 30 июня 1908 г. Из наблюдений в окрестностях г. Костромы в 1908 г. (дер. Мал. Андрейково, в 13 км от г. Костромы). В сб.: Метеоритика, вып. 3, Изд. АН СССР, 1946, стр. 69.

Шкала абсолютного летоисчисления геологической истории земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946, стр. 29—38. (Совместно с Э. К. Герлингом).

1947

Геология Карелии и Кольского полуострова. В кн.: Сов. геология за 30 лет, Изд. АН СССР, 1947, стр. 45—53.

Принципы геологического картирования и вопросы петрологии интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947, стр. 67—94; Вестн. АН СССР, № 8, 1947, стр. 130—131.

Сергей Сергеевич Смирнов. (Некролог. Совместно с др.). Зап. Всесоюзн. Минерал. общ., сер. 2, ч. 76, вып. 4, 1947, стр. 225—227.

Успехи изучения геологии восточной Финноскандии за 30 лет советской власти и некоторые очередные проблемы геологии Карелии. Изв. Кар.-Финск. н.-иссл. базы АН СССР, № 1—2, 1947, стр. 6—14.

1948

Плутон габбро-лабрадоритов Волыни, УССР. Изд. ЛГУ, 1948, стр. 80.
Край несметных богатств. Вечерний Ленинград, 12 января 1948, № 10.

1950

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг как петрограф-мыслитель. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950, стр. 25—27.

1953

Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953, стр. 11—23.

Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. В кн.: *Вопр. петрографии и минералогии*, т. I. Изд. АН СССР, 1953, стр. 27—39.

1954

Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Матер. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1954, стр. 5—48.

1955

О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. В кн.: *Вопросы геологии Азии*, т. 2, Изд. АН СССР, 1955, стр. 666—678.

Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и графиты эпохи хогландия—ютния южной части Балтийского щита. В кн.: *Научн. сессия ЛГУ 1953—1954 гг., Тез. докл. секции геол. наук*, Изд. ЛГУ, 1954, стр. 3—8; Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955, стр. 5—43.

Геология хогландия—ютния южной части Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956, стр. 5—28.

Геология хогландия—ютния Балтийского щита. Стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 6, 1956, стр. 122.

1957

Материалы по обсуждению тектонической карты СССР в масштабе 1 : 4 000 000. Тр. Лен. общ. естествоисп., т. LXIX, вып. 2, 1957, стр. 207—214.

О возможных «помехах» аргонового метода определения возраста минералов и пород. В кн.: *Тр. IV сессии комиссии по определ. абс. возраста геол. формаций*, Изд. АН СССР, 1957, стр. 196—203.

1958

K—Ar— and Rb—Sr—methods and Age of Precambrian of USSR. *Trans. of the Amer. Geophys. Un.*, vol. 39, № 4, 1958. (Совместно с Э. К. Герлингом).

Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. *Геохимия*, № 8, 1958, стр. 695—717; в кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых* (Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещ.), ГОНТИ, 1960, стр. 52—53. (Совместно с Э. К. Герлингом).

1959

Некоторые очередные задачи изучения геологии докембрия. *Вестн. АН СССР*, № 5, 1959, стр. 43—47.

1960

Применение K—Ar— и Rb—Sr—методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960, стр. 7—41. (Совместно с Э. К. Герлингом).

Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН СССР, 1960, стр. 57—82. (Совместно с Э. К. Герлингом).

Tectonics and magmatism of Hogland—Jotnia of the Baltic Shields. Resumenes de los trabajos presentados Mexico. XX I. G. C., 1956.

The Pre-Cambrian Geochronology of the Baltic Shield (with E. K. Gerling). Vol. of Abstract., XXI, I. G. C., pt. IX.

1961

The Precambrian Geochronology of the Baltic Shield (with E. K. Gerling).

Ann. New York Acad. Sci., vol. 91, ann. 2, 1961.

Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961, стр. 7—102. (Совместно с Э. К. Герлингом).

О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961, стр. 176—186. (Совместно с У-Ли-Жень).

Сотрудничество с зарубежными геологами и радиохимиками. Вестн. АН СССР, № 7, стр. 83—85.

Вопросы геологии и абсолютного возраста докембрия и проблема гранита. В сб.: Пробл. геологии на XXI сессии Международн. геол. конгр. в Копенгагене, Изд. АН СССР, 1963, стр. 52—67.

Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. В сб.: Химия Земной коры (Тр. Геохим. конфер., посв. 100-летию со дня рожд. акад. Вернадского, т. I), Изд. АН СССР, 1963, стр. 86—101. (Совместно с В. А. Масленниковым, Г. О. Глебовой-Кульбах и К. А. Шуркиным).

Предварительная геохронологическая шкала докембрия — герцинид Балтийского щита. См. наст. сб. (Совместно с Э. К. Герлингом).

Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. См. наст. сб., стр. 18. (Совместно с К. О. Кратцем и К. А. Шуркиным).

25 лет некоторых идей и программы исследования по радиогеологии академика Владимира Ивановича Вернадского. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1963, стр. 19—28.

Редактирование карт (совместно с другими)

Геологическая карта европейской части СССР. Масштаб 1 : 2 500 000, 6 листов. Изд. 3, Научно-техн. геологоразв. изд., 1936.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 5 000 000, 8 листов. Оргком. XVII сессии Международн. геол. конгр., 1937.

К. О. Кратц

АКАДЕМИК А. А. ПОЛКАНОВ И ОЧЕРЕДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДОКЕМБРИЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

1. Пионер современного изучения докембрия восточной части Балтийского щита А. А. Полканов в своих фундаментальных работах по геологии и петрологии докембрия всегда отводил важнейшую роль вопросам принципов и методов исследования древнейших кристаллических комплексов.

Давнишнее свое желание — иметь метод абсолютной геохронологии — он смог осуществить в полной мере только в течение последних десяти лет. Начиная с 1950 г., в совместной работе с проф. Э. К. Герлингом, успешно разработавшим новый, доступный для широкого применения, аргоновый метод определения возраста, А. А. Полканов привлек к изучению геохронологии докембрия огромный коллектив советских и ряд зарубежных геологов.

Важнейшим итогом этой огромной работы, скромно названным авторами «первыми опытами», явился труд «Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления» (Полканов и Герлинг, 1961).¹ Названный труд, подводя черту под изучением геологии докембрия Балтийского щита до середины нашего столетия, открывает совершенно новую главу в направлении, задачах и методах исследований и является основой дальнейшего изучения этого древнейшего участка земной коры.

2. Глубокий взаимный анализ геологических, петрологических и радиологических данных, который составляет содержание нового геолого-геохронологического метода, необычайно расширил наши представления о границах докембрия Балтийского щита. Вместо двух или трех геологических или тектоно-магматических циклов, выделявшихся ранее, ныне, согласно предложенной А. А. Полкановым предварительной геохроноло-

¹ Список литературы см. в настоящем сборнике в статье А. А. Полканова, К. О. Кратца и К. А. Шуркина (стр. 43).

гической шкале, в докембрии Балтийского щита намечаются шесть мегациклов в общем интервале времени от 600 млн лет до 3600 млн лет, в свою очередь подразделяющихся не менее чем на десять циклов меньшего порядка.¹ Для этого огромного докембрийского этапа длительностью около 3 млрд лет работами А. А. Полканова не только выделены основные геохронологические этапы, но также намечены главные черты геологического строения территории Балтийского щита и его эволюция.

Таким образом, теперь уже конкретно ощутимы те новые большие перспективы по изучению геологии, петрологии и закономерностей размещения полезных ископаемых докембрия, которые открываются предложенным новым методом и достигнутыми к настоящему времени при помощи этого метода результатами.

Итак, намечены основные вехи и пути дальнейшего изучения геологии докембрия Балтийского щита, намечаются и основные проблемы будущей работы.

3. Из выделенных циклов полнее изученным представляется карельский (свекофенский) цикл, т. е. тот последний геосинклинальный цикл, который охватывал большую часть территории Балтийского щита. Наши знания о более древних, докарельских этапах пока значительно менее полны, причем чем древнее этап, тем меньше мы о нем знаем. Объясняется это отчасти тем, что самостоятельное изучение отдельных циклов стало возможным лишь после работ А. А. Полканова, установивших их существование. Более важным в этом отношении представляется то, что геологические образования докарельских циклов в огромной своей части сохранились лишь в виде реликтов, то малых, то более крупных, в геосинклинальных зонах более молодого возраста. Особенное внимание здесь привлекает фундамент карелид, который до сих пор фактически представляет собой *terra incognita*. В то же время новейшие геолого-геохронологические исследования сотрудников Лаборатории геологии докембрия АН СССР в Карелии показывают, что в его строении участвуют геологические образования с возрастом от 2000 млн лет до 3000 млн лет, т. е., согласно геохронологической шкале А. А. Полканова, не менее 3—5 древнейших (архейских) циклов. Изучение фундамента карелид, в настоящее время выступающего на громадных пространствах, представляет одну из важнейших современных задач, имеющую огромный научный и практический интерес.

4. Выделяемые в докембрии Балтийского щита шесть (I—VI) главных тектоно-магматических циклов позволяют наметить совершенно новые черты строения этой огромной территории. В самом общем виде Балтийский щит, согласно А. А. Полканову, состоит из двух крупных геоструктурных элементов. Большой и более древний из этих элементов представляет собой часть обширной эпикарельской платформы (Свекофенно-Сарматия, по А. А. Полканову), включавшей и большую часть Русской платформы (с Украинским щитом). Возникновение и основные черты строения этой части щита определились в результате последовательного развития и консолидации геосинклинальных поясов 4 (I—IV) древнейших главных тектоно-магматических циклов (катархеиды—карелиды). Меньший и более молодой геоструктурный элемент образован геосинклинально-складчатými поясами последних двух (V—VI) тектономагматических циклов (готиды—рифейды), обрамляющими древнюю платформу.

5. Строение древнего ядра Балтийского щита может быть нагляднее представлено на примере восточной его части, где для территории Карелии и Кольского п-ова, по имеющимся геолого-геохронологическим данным,

¹ См. табл. 1 в статье А. А. Полканова и Э. К. Герлинга в настоящем сборнике (стр. 176).

составлена схематическая карта геологического строения.¹ Несмотря на то, что применение нового геолого-геохронологического метода к изучению геологии этой территории, по существу, только еще начато, такая первая попытка обобщения геолого-геохронологических данных в виде приложенной схематической карты хотя и носит предварительный характер, отчетливо демонстрирует намечающиеся значительные сдвиги в наших представлениях о докембрийской геологии Карело-Кольского региона.

6. О древнейшем, катархейском этапе мы имеем пока немного свидетельств в виде небольших реликтов гнейсов и гранитоидов, сохранившихся в северной части Кольского п-ова среди гнейсов и гранитоидов нижнего архея. Имеющиеся факты указывают на наличие в катархее геологических образований двух возрастов, разделенных периодом складчатости и кислого магматизма. Об этом свидетельствуют геохронологические данные, согласно которым выделяются две группы гнейсов и гранитоидов, а геологически — то, что раннекатархейские гнейсо-граниты местами слагают глыбы-купола, облекаемые позднекатархейскими гнейсами и гнейсо-гранитами.

7. О геологических образованиях нижнего архея сведения представляются более полными. По геохронологическим данным, А. А. Полканов относит к ним на Кольском п-ове железорудную формацию (кольская серия), гнейсовые толщи южной части полуострова, считавшиеся беломорскими (верхнеархейскими, см. ниже), а также метаморфизованные осадочно-вулканические толщи полмос-порос, которые многими рассматриваются как нижнепротерозойские.

По отрывочным данным, нижнеархейские породы развиты также в пределах Мурманского гранито-гнейсового массива и в фундаменте карелид Карелии, где, однако, они должным образом еще не выделены среди как более древних (?), так и более молодых комплексов.

Вместе с тем и в нижнем архее А. А. Полканов считает необходимым выделить две возрастные группы супракрустальных и кислых магматических (плутонических) пород. Основанием для этого служит зона полмос-порос, где, по геолого-геохронологическим данным, в нижнем архее устанавливаются более древние осадочно-метаморфические и вулканические образования серии полмос, прорывающие их гранитоиды и несогласно залегающие на них осадочно-вулканические толщи серии порос и прорывающие их кислые магматические породы. Развитие указанных положений при дальнейшем изучении новых площадей создает перспективу возможности подойти к новой, более конкретной расшифровке геологического развития территории Балтийского щита даже для такого древнего этапа, как нижний архей.

8. Более полно уже сложились представления о верхнеархейском этапе геологического развития для таких крупных регионов, как Беломорский массив и гранулитовый пояс. Однако потребуется еще глубокое сравнительное геологическое и геохронологическое изучение этих двух областей, чтобы рационально объяснить те особые черты геологии каждой из них, которые всегда подчеркивали существенные различия между ними и служили основанием считать их разновозрастными геологическими образованиями.

9. Несмотря на более полную по сравнению с другими циклами изученность карелид и свекофеннид, остается нерешенным ряд кардинальных вопросов их геологии. Новое представление об одновозрастности ка-

¹ См. рисунок в статье А. А. Полканова, К. О. Кратца и К. А. Шуркина в настоящем сборнике (вклейка между стр. 28—29).

релид и свекофеннид, высказываемое советскими и некоторыми финскими геологами, встречает упорное сопротивление со стороны ряда скандинавских исследователей. Разрешение этих разногласий в большой степени зависит от решения проблемы характера сочленения свекофеннид и карелид. Кроме того, по сравнению с областью карелид геологическое строение области свекофеннид выяснено пока менее полно, что в первую очередь объясняется значительно более слабым геолого-геохронологическим изучением последней. Автору представляется, что в дальнейшем между карелидами и свекофеннидами будет выявлено больше общих черт, чем казалось до сих пор. Решение указанных проблем имеет первостепенное значение для изучения закономерностей развития древнейших докембрийских геосинклиналей.

10. Посткарельский этап докембрия Балтийского щита представляет важнейший качественный скачок в геологическом развитии данной территории вследствие замыкания и консолидации обширных доитнийских геосинклиналей и возникновения крупного платформенного массива с характерными для него древнейшими красноцветами иотния. Однако вместо единой верхнедокембрийской панплатформы здесь, согласно геолого-геохронологическим исследованиям, в это время закладываются новые орогенные пояса (ранние и поздние готиды и рифейды Полканова), обрамлявшие эпикарельскую платформу (Свекофенно-Сарматия). Поставленная А. А. Полкановым проблема заложения и развития посткарельских геосинклинальных зон, сначала готских, затем рифейских и, наконец, каледонских, и разрастания за их счет древней, докембрийской, платформы, сама по себе совершенно нова, а вместе с тем заставляет по-новому подойти к решению задачи по изучению закономерностей геологического развития докембрия Балтийского щита.

11. Действительно, если обратиться к таблице, то станет ясно, что выделявшаяся группа иотнийских отложений ныне, согласно радиологическим данным, может быть разделена на несколько (не менее трех) возрастных групп: рифейскую, готскую и доготскую (?) — посткарельскую (?). При наличии посткарельских докембрийских геосинклинальных (орогенных) поясов допустимо, что по крайней мере часть из этих почти ненарушенных, практически метаморфизованных отложений «иотния» имеет свои геосинклинальные эквиваленты в виде сильно дислоцированных, нередко глубоко измененных, прорванных глубинными магматическими образованиями супракрустальных толщ.

«Древнейшие отложения «иотния» (например Карелии) вместе с сопровождавшими их платформенного характера основным (трапповым) и кислым (граниты-рапакиви) магматизмом отличают собой период консолидации обширной геосинклинальной области территории Балтийского щита и превращения ее в эпикарельскую платформу, в пределах которой затем закладывались новые геосинклинальные пояса. Изучение особенностей развития посткарельских геосинклинальных поясов и синхронных им платформенных областей представляет собой исключительно важную задачу для выяснения самых различных сторон верхнедокембрийской геологии Балтийского щита; эта задача во всей новизне и сложности была поставлена теперь работами А. А. Полканова.

12. Следует при этом учесть некоторые общие особенности геологии этого периода, которые могут быть намечены уже сейчас. Прежде всего посткарельские геосинклинальные пояса, насколько позволяют судить имеющиеся данные, закладывались несогласно относительно более древних геосинклинально-складчатых сооружений. Так, готиды, известные пока только в Южной Швеции (и Норвегии), расположены резко дискордантно по отношению к свекофеннидам; рифейды, намечающиеся на северо-западе и севере Балтийского щита в виде обрамляющего пояса в Юж-

ной Скандинавии, расположены в области готид, а на Кольском п-ове — в области архейских складчатых сооружений. Так же автономно ведут себя каледониды относительно докаледонских геосинклинально-складчатых зон (в том числе и рифейских) Балтийского щита. Таким образом, эпикарельская платформа не была ядром ранней консолидации в области посткарельских геосинклиналей, а представляла собой более обширную территорию, в пределах которой последовательно, но самостоятельно закладывались новые орогенные пояса, ныне известные в виде складчатого обрамления собственно Балтийского щита.

Возрастная (млн лет) систематика готид-рифейд по
А. А. Полканову (1961)
(сокращенно)

Орогенный пояс	Платформа
Р и ф е й II (890—660)	
Гранит Телемаркен, Норвегия	775
Граниты юго-восточной Норвегии	882—852
Гнейсы Телемаркен	890—824
Пегматит, Канин п-ов	665
Филлиты и биотитовые сланцы, Канин п-ов	620, 660—560
Филлит, Средний п-ов (краевой прогиб)	885—715
Р и ф е й I (1130—920)	
Граниты Беркеланд, Норвегия	977—904
Гнейсы, граниты Бамле, Норвегия	1052—900
Граниты Филипстад, Карлстад и др., Швеция	1082—920
Гнейсы и сланцы Далсланда и др., Швеция	1062—900
Граниты Аским, Швеции	1130—1120
Песчаник, Средний п-ов (краевой прогиб)	1000—920
Филлит и песчаник, о. Кильдин	1030, 100
	Формация Висингсо, Швеция 985
	Формации Алмасак- ра (южный), Шве- ция 964
	Алевролит, Накки- ме, Финляндия 1130
Г о т и д ы II (1380—1260)	
Граниты Карлскога, Швеция	1270—1260
Сланцы Филипстад и Трюттютэ	1275, 1380
Граниты Ветланд, Твинг, Смоланд, Карисхамн, Швеция	1560, 1420, 1560
Гнейсы Карискрона	1560
Сланцы Лывковинг	1530—1500
	Иотний, Фалун, Швеция 1185
	Иотний, р-н Мухос, Финляндия 1318—1280
	Граниты рапакиви . 1640—1620
	Иотний (габбро-диа- базы в песчаниках) 1660

13. В связи с геолого-геохронологическими исследованиями необычайно раздвинулись и границы проблемы магматизма докембрия. Выделение А. А. Полкановым более десятка возрастных групп гранитоидов и нескольких возрастных групп щелочных пород в докембрии Балтийского щита само собой предполагает огромную работу по геолого-петрологиче-

скому и геохимическому изучению комплексов разного возраста. Вероятно, не менее сложным окажется и основной магматизм Балтийского щита, по которому геолого-геохронологические данные пока крайне немногочисленны. В связи с указанным по-новому намечаются контуры и пути изучения общей проблемы закономерностей развития докембрийского магматизма и связанной с ним эндогенной минерализации.

Здесь же следует указать на необходимость применения радиологических методов к изучению самой эндогенной минерализации, к выяснению связи между временем ее проявления, процессами, с которыми она связана, и, следовательно, источником рудного вещества. Без применения радиологических методов в изучении процессов минерализации ныне невозможно успешно решать многие вопросы металлогении докембрия.

14. Исключительно интересны, но сложны вопросы метаморфизма и петрологии метаморфических комплексов.

По геолого-геохронологическим данным, в одном только карельском цикле Карелии намечается не менее трех этапов регионального метаморфизма. Весьма важно при этом то, что радиологическими исследованиями устанавливаются такие процессы наложенного метаморфизма, которые при обычных методах исследования, как правило, ускользали от внимания исследователей. В первую очередь это относится к низкотемпературным минеральным превращениям (например, перекристаллизация биотитов). Изучение наложенного метаморфизма при помощи радиологических методов будет иметь важнейшее значение для установления периодов и возраста метаморфических процессов и, следовательно, его связи с геологическими явлениями для выяснения характера и интенсивности процессов наложенного метаморфизма, без чего не только невозможно достаточно полно изучить петрологические вопросы, но нельзя правильно и обоснованно оценить данные абсолютного возраста и так называемые процессы «омоложения».

Любопытный пример представляют архейские и нижнепротерозойские граниты, гнейсы и сланцы, биотит в которых обнаруживает цифру абсолютного возраста, равную таковой покрывающих их слабо дислоцированных, слабо метаморфизованных (не выше серицитового ступеня зеленосланцевой фации) ятулийских или иотвийских отложений. В связи с возможностью изучения таких наложенных процессов возникают интересные задачи изучения глубин метаморфических процессов и их геологических закономерностей не только в орогенных зонах, но также в условиях, переходных к платформенным.

15. Значение геолого-геохронологических исследований А. А. Полканова по докембрию Балтийского щита выходит далеко за пределы чисто региональных геологических задач. Уже сейчас можно говорить о том большом конкретном вкладе, который ими вносится в такие общие теоретические проблемы, как проблема возникновения и развития древнейшего этапа верхней оболочки земной коры, проблема возникновения и роста континентов, принцип актуализма в изучении древнейшей геологии и другие.

16. Установление достаточно сохранившихся для литологических исследований осадочных и вулканических толщ древнеархейского возраста указывает на отмеченную А. А. Полкановым возможность (и, следовательно, необходимость) применения принципов актуализма в изучении геологии древнего докембрия. Вместе с тем создаются конкретные предпосылки для изучения процессов древнейшего осадконакопления и вулканизма и их значения для развития континентальной коры.

17. Материалы по геологической эволюции докембрия (Полканов и Герлинг, 1962) противоречат новым концепциям о развитии докембрия в два главных этапа: допротерозойский «бесплатформенный» и «безгео-

синклинальный» и протерозойский — этап развития первичных платформ. На территории Балтийского щита несомненный собственно платформенный этап начался после и в результате консолидации карельских (нижнепротерозойских) геосинклиналей (эпикарельская платформа). Если для допротерозоя относительно ограниченной территории Балтийского щита «бесплатформенное» развитие можно считать справедливым, то против «безгеосинклинального», «нуклеарного» («зеленокаменные ядра») развития данного этапа свидетельствует наличие протяженных прогибов, выполненных мощными толщами основных и кислых вулканитов и осадочных пород, смятых в линейные складки и порванных глубинными кислыми породами, что в целом представляет геосинклинальную ассоциацию, характерную для постархейских геосинклиналей. Катархейские парагнейсы (3000 млн лет), как и основные вулканиты нижнего архея (2500—2700 млн лет), залегают на гранито-гнейсовом фундаменте, что указывает на существование более древней сиалической («гранитной») оболочки, а не «зеленокаменных ядер», определивших, якобы, особенности генетического развития древнейших эпох. Несомненно, сравнительный анализ геологической эволюции Балтийского и других докембрийских щитов способствует дальнейшему, более успешному изучению ранних этапов развития континентов и земной коры в целом.

18. Если огромный древнейший этап катархея—карелия (нижнего протерозоя) характеризуется формированием геосинклиналей, отличающихся от более поздних своими специфическими, «докембрийскими» особенностями (собственно «докембрийские» или «донижнепротерозойские» геосинклинали), то посткарельский этап докембрия Балтийского щита приобретает огромное значение для изучения промежуточного этапа, или связующего звена между «докембрийским» геосинклинальным развитием и неогеем, когда наряду с образованием обширных платформенных областей закладываются новые геосинклинали, и тем самым все более преобладают черты последокембрийского этапа геологического развития континентальной земной коры.

19. В настоящей краткой статье могли быть затронуты лишь некоторые общие перспективы и задачи изучения докембрия Балтийского щита, которые вытекают из геолого-геохронологических исследований А. А. Полканова, и возможности применения радиологических методов в геологии. Главный же вывод (и задача), который следует из данного рассмотрения, сводится к необходимости коренного изменения современных взглядов на геологию Балтийского щита и направления ее дальнейшего изучения.

ГЕОЛОГИЯ

А. А. Полканов, *К. О. Кратц*, *К. А. Шуркин*

ДОЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ КАРЕЛИИ И КОЛЬСКОГО П-ОВА

Введение

Начало изучения докембрия Кольско-Карельской части Балтийского щита было положено работами Г. Гельмерсена (1860), И. И. Иностранцева (1877) и В. Рамсея (Ramsay, 1890, 1899, 1906). Первые представления о геологическом строении всей рассматриваемой территории появились лишь в 30-х годах текущего столетия, почти одновременно для Кольского п-ова (Полканов, 1936, 1939; Куплетский, 1932, 1939) и Карелии (Eskola, 1925; Тимофеев, 1935; Судовиков, 1939а, 1939б). На основе этих работ стали возможными в последние 15—20 лет дальнейшие, более углубленные, исследования стратиграфии и литологии супракrustальных комплексов, тектоники, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии и Кольского п-ова, а также его структурно-фациального и геолого-структурного расчленения. Первые итоги этих исследований, внесших существенно новое в понимание геологического строения данной территории (Гилярова, 1948а, 1948б, 1949; Eskola, 1948; Полканов, 1953; Шуркин, 1955, 1958, 1959, 1962; Кратц, 1955, 1957а, 1957б, 1963; Харитонов, 1957, 1958, 1960), кратко изложены ниже (табл. 1). В настоящее время новые перспективы дальнейшего изучения докембрия открывают методы определения абсолютного возраста, начало применению которых по этому району положено первыми опытами обобщения геолого-геохронологических данных, выполненными А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1958, 1960, 1961).

Распространение и главные черты геологического строения

Территория Карелии и Кольского п-ова геологически относится к восточной части Балтийского щита. На севере и северо-востоке выходы докембрия обрываются Баренцовым и Белым морями. На южном и юго-восточном крае Балтийского щита (Белое море—Финский залив) поверхность докембрия полого уходит под осадочный чехол Русской платформы. На запад докембрий Карелии и Кольского п-ова непосредственно продолжается на территорию Финляндии и Полярной Норвегии.

Геологические образования карело-кольского докембрия издавна подразделяются на две главные возрастные группы: архейскую и протерозойскую.

В настоящее время в архее вместо ранее выделявшихся двух орогенных или тектоно-магматических циклов: свионийского и ботнийского,

Таблица 1

Стратиграфическая схема и корреляция докембрия Карелии и Кольского п-ова

Стратиграфические подразделения		Карельский регион	Беломорский регион	Кольский регион	Абсолютный возраст (в млн лет)
Палеозой.				Нефелиновые и щелочные сиениты (герцинские) (Va). Щелочные и основные вулканиды, сланцы с флорой, мергели (ловозерская свита).	300—290
				Пироксениты, оливиниты, щелочные базальты, нефелиновые сиениты (каледонские) (IVa).	518—380
Прогерозой.	верхний.	Рифей (гиперборей). Иотний. Глинистые сланцы. Долериты. Кварциты, алевролиты, кварцито-песчаники, конгломераты (к западу от Онежского озера). Граниты рапакиви. Габбро, перидотиты, нефелиновые сиениты Елетьозеро (IIIa), кислые и основные вулканиды, конгломераты (о. Хогланд).	Кварцито-песчаники, конгломераты (Терский берег, Онежская губа).	Полевошпатовые и глауконитовые песчаники, глинистые сланцы, частью доломиты; конгломераты (п-ов Рыбачий, Средний и о. Кильдин). Габбро-, щелочные граниты, нефелиновые сиениты Гремяха—Вурмес (IIIa).	1130—715 1670—1620
	средний.	Суйсарий. Ятулий. Сариолий. Габбро-диабазы, габбро, перидотиты. Диабазовые метапорфириты, метапикриты и туфы, частью глинистые и кремнистые сланцы. Метадиабазы, глинистые сланцы, шунгиты, доломиты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты, базальные сланцы (сегозерские и онежские). Аркозы, туфогенные песчаники, сланцы, конгломераты.		Габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты. Метаандезиты, метадиабазы, аггломераты, зеленые сланцы, филлиты, доломиты, мергелистые сланцы, кварцито-песчаники, конгломераты (Печенга, Имандра-Варзуга).	

Таблица 1 (продолжение)

Стратиграфические подразделения		Карельский регион	Беломорский регион	Кольский регион	Абсолютный возраст (в млн лет)
Прогерозой.	средний.	Сариоглий. Порфиroidные граниты Нуорунен, Корманка. Микроклиновые граниты и мигматиты. Кварцевые диориты, диориты, габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты.	Грано-диориты, порфиroidные граниты. Субщелочные и микроклиновые граниты. Плагиоклазовые граниты. Серпентиниты, перидотиты, оливиниты.	Порфиroidные граниты (Ара-Фиорд и др., возможно, часть более молодые). Щелочные граниты (Кейвы, Канозеро и др.) (IIa). Микроклиновые граниты, мигматиты. Габбро, габбро-нориты, лабрадориты, пироксениты, перидотиты.	1880—1750
	нижний.	Слюдаые и андалузито-ставролито-кордиритовые сланцы, частью гнейсы (ладожские). Метадиабазы, кварцевые порфиры и кератофиры, метандезитовые и метадацитовые туфы, туфо-песчаники, конгломераты (Тунгусские). Метаморфизованные основные и кислые вулканыты с лептитами, лептит-порфирами и магнетитовыми кварцитами, слюдяные, графитистые сланцы, филлиты (местами пиритоносные), частью гнейсы и амфиболиты, конгломераты (гимольские, парандовские и др.) (III).	Сланцеватые амфиболиты, частью кварцитовые сланцы и гнейсы (Ханлаут-варака, тундры Терма, Карека и др.). Киаинито-ставролито-гранатовые и амфиболовые гнейсы и сланцы (тундры Корва, Подас).	Киаинитовые, киаинито-ставролитовые и гранатовые сланцы, частью кварциты и доломиты; биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы и амфиболиты. Конгломераты (Кейвы). Метаморфизованные основные вулканыты, сланцеватые амфиболиты, альбитофиры, слюдяные гнейсы и сланцы (тундровая серия).	

Таблица 1 (продолжение)

Стратиграфические подразделения	Карельский регион	Беломорский регион	Кольский регион	Абсолютный возраст (в млн лет)	
Архей.	верхний.		<p>Кислые и основные дайки. Микроклиновые граниты и мигматиты.</p> <p>Олигоклазовые граниты, гранодиориты и диориты. Гранулиты: гиперстеновые диориты, лабрадориты, габбро, габбро-нориты, перидотиты (друзиты).</p> <p>Гранулиты, кварцево-полевошпато-гранатовые гнейсы. Гранато-силлиманитовые, гранато-кианитовые, двуслюдяные, биотитовые, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы (беломорские).</p>	Микроклиновые граниты.	2140—1900
	нижний.	<p>Микроклиновые граниты и мигматиты.</p> <p>Олигоклазовые граниты, гранодиориты, метабаазиты.</p> <p>Слюдяные, роговообманковые, частью гидритовые гнейсы, редко кварциты.</p> <p>Ксенолиты метабаазитов.</p>		<p>Микроклиновые граниты и мигматиты, олигоклазовые граниты и гранодиориты, гиперстеновые и амфиболовые диориты, габбро-амфиболиты, щелочные сyenиты (Ia).</p> <p>Слюдяные, слюдяно-гранатовые, силлиманито-ставролитовые гнейсы с магнетитовыми кварцитами и сланцами (железорудная формация) (II).</p> <p>Кислые вулканы (микрогнейсы), слюдяные, гранатовые, ставролито-кианитовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты и конгломераты (Порос—Полмос).</p>	2700—2200

Таблица 1 (продолжение)

Стратиграфические подразделения	Карельский регион	Беломорский регион	Кольский регион	Абсолютный возраст (в млн лет)
Катархей.		Основание неизвестно.	Олигоклазовые граниты, мигматиты, слюдяные гнейсы, частью магнетитовые сланцы (I).	3590—2710

Примечание. Ia—Va — щелочные комплексы; I—III — железорудные формации.

геологически и геохронологически устанавливаются циклы: катархейские (3590—2710 млн лет), нижнеархейские (2700—2200 млн лет) и верхнеархейские (2140—1900 млн лет).

В нижнем и среднем протерозое имела место следующая по возрасту карельская орогения (1880—1620 млн лет), за которой с верхнего протерозоя (1560—1260 млн лет) или ютния начался платформенный этап развития восточной части Балтийского щита. В верхнедокембрийское время (1130—620 млн лет) эта платформенная территория ограничивалась гиперборейским (рифейским) краевым прогибом в северной части Кольского п-ова.

По геологическому строению, главные черты которого определились при развитии указанных основных тектоно-магматических циклов, данная территория подразделяется на три крупных региона: Беломорский, Карельский и Кольский (рисунок).

Беломорский регион располагается по западным берегам Белого моря и продолжается далее в северо-западном направлении в Финскую Лапландию. Он относится к Лапландско-Беломорскому орогенному поясу верхнего архея. Большую часть его занимает Беломорский массив (блок) верхнеархейских складчатых образований (беломориды). Особую часть составляет гранулитовый массив, который на северо-западе в пределах Финской Лапландии и Полярной Норвегии продолжает Беломорский блок, образуя широкую дугу, обращенную выпуклостью на юго-запад.

Карельский и Кольский регионы представляют орогенные пояса карелид, ограничивающие Беломорский массив соответственно с юго-запада и северо-востока, покоящиеся на глубоко размытых складчатых сооружениях нижнего и верхнего архея.

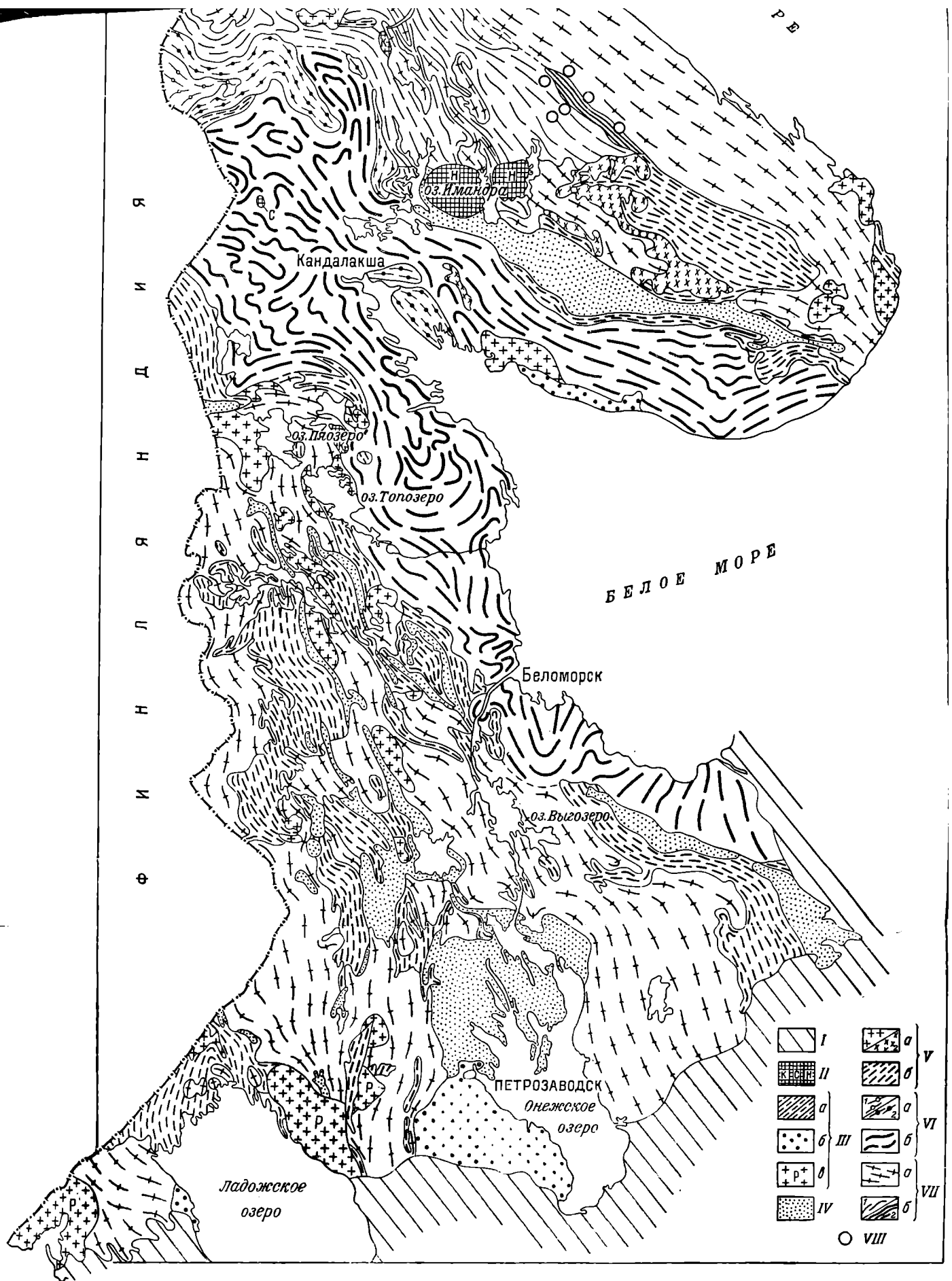
Карельский пояс карелид охватывает большую часть территории Карелии, протягивается в северо-западном направлении и граничит на юго-западе с Центрально-Финским гранитным массивом и svecofenнидами Финляндии.

Кольский пояс карелид простирается в запад-северо-западном направлении через центральную часть Кольского п-ова и уходит в Полярную Норвегию. Его северо-восточной границей служит Мур-

Я
И
Д
Н
Я
Л
Н
И
Ф



	I		a	V
	II		b	
	a		a	VI
	b		b	
	IV		a	VII
			b	



Геологическая карта Карелии и Кольского полуострова.

I — палеозой (осадочный чехол Русской платформы); II — анорогенные щелочные и габбро-щелочные интрузии: * — протерозойские (пост-карельские), с — каледонские, * — герцинские; III — верхний протерозой: а — рифей (гиперборей), б — иотий, а — граниты рапакиви; IV — средний протерозой (терригенные + вулканогенные образования); V — нижний протерозой: а — щелочноземельные и щелочные граниты, б — супракрупальные образования; VI — верхний архей: а — гранулиты (1 — кислые, 2 — основные), б — супракрупальные образования (беломорская серия); VII — нижний архей: а — граниты, гранодиориты, диориты (частично гнейсы), б — супракрупальные образования (железородные формации и серии порос-полмос); VIII — катархей (реликтовые участки).

манская глыба сложена (блок), ая верхним и нижним археем с реликтами катархея (Полканов и Герлинг, 1961), частично глубоко реоморфизованным и тогда трудно отличимым от формаций карелид (Кратц, 1955).

Вследствие очень глубокой эрозии отложения нижнего протерозоя сохранились только в глубоких складчато-синклинальных зонах, разделенных антиклинальными поднятиями разбитого на глыбы и частично реоморфизованного архейского фундамента (ранние карелиды).

На ранних карелидах + археидах расположены наложенные мульды и грабен-синклинали (поздние карелиды), выполненные среднепротерозойскими образованиями.

На окраинах восточной части Балтийского щита распространены верхнепротерозойские отложения иотния, заполняющие пологие депрессии, и осадки гиперборейя-рифейя, развитые в краевой части рифейской геосинклинали (?).

1. АРХЕЙ

1. Стратиграфия и литология архея

Архейские осадочно-метаморфические и магматические образования наиболее полно сохранились в северной части Кольского п-ова в пределах Мурманского блока в виде комплексов сланцев, гнейсов и кислых интрузий нижнего архея с реликтами катархея и в лапландско-беломорском поясе, где они представлены беломорской серией гнейсов и сложным комплексом основных и кислых интрузивных пород верхнего архея в Беломорском блоке и частично породами гранулитовой формации. В Кольском регионе архейские гнейсы и кристаллические сланцы многими исследователями объединяются в кольскую серию, которая прорвана архейскими и протерозойскими интрузиями основного и кислого состава.

Архейские образования, выступающие в блоках докарельского фундамента в структурах ранних карелид в Карельском регионе, а также в Мурманской глыбе Кольского региона, представлены преимущественно гранито-гнейсами, содержащими реликты гнейсов и метабазитов, которые обычно сильно изменены и лишь иногда обнаруживают некоторое сходство с породами названных серий.

Беломорская и кольская серии ранее сопоставлялись со свионийскими образованиями Финляндии (Полканов, 1936; Григорьев, 1935, и др.) и включались в весьма обширный пояс архейд (саамиды—беломориды—свекофениды), который, по мнению многих исследователей, был расчленен в протерозойское время на отдельные массивы и блоки, частью вовлеченные в качестве срединных масс в карельские движения.

В настоящее время, однако, геолого-геохронологические исследования А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1958, 1960, 1961) для Балтийского щита, О. Коуву (Kouvo, 1958) и А. Симонена (Simonen, 1960) для Финляндии дают серьезное основание для нового взгляда на докембрийскую стратиграфию. Так, свекофениды (свионий+ботний) Финляндии (1750—1850 млн лет) коррелируются с карелидами (1760—1850 млн лет), тогда как беломориды (1900—2100 млн лет) и гранулитовая формация (1900 млн лет), являясь докарельскими, относятся к верхнему архею.

В свою очередь в северной части Кольского п-ова выделены свиты полмос и порос, геохронологически еще более древние (2700—2300 млн лет), которые относятся к нижнему архею (саамиды, по А. А. Полканову, 1936), включающему также железорудные гнейсы вышеупомянутой кольской серии. Нижнеархейский возраст (2200—2700 млн лет) определен, кроме

того, на ряде участков для пород гранито-гнейсового комплекса, составляющего фундамент протерозойских (карельских) образований в Карелии, на смежной территории Финляндии и на Кольском п-ове, который ранее почти все исследователи считали принадлежащим к гранитоидам беломорского возраста. Кроме того, южнее и севернее нижнеархейской зоны полмос — порос (пока на ограниченных площадях) геохронологическими данными установлены еще более древние гнейсы и сопровождающие их синорогенные гранитоиды, которые А. А. Полканов и Э. К. Герлинг (1960, 1961) выделяют как катархей, различая в нем две группы: верхнюю (3100—2800 млн лет) и нижнюю (3590—3250 млн лет). Приведенные данные показывают, что выделявшаяся до настоящего времени единая архейская группа, включающая беломорскую и кольскую серии, гранулитовую формацию и прорывающие их базиты и гранитоиды, оказывается значительно более сложной и объединяет геологические образования с диапазоном абсолютного возраста от 1900—2000 до 3500 млн лет.

К а т а р х е й

Катархей обнаружен на южной окраине Мурманского блока в виде небольших глыб в пределах площади 150×25 км среди поля нижнеархейских гнейсов и гранитоидов. Эти реликтовые участки катархея (Масленников и др., 1961) сложены слюдяными гнейсами и прорывающими их олигоклазовыми гнейсо-гранитами, частично пегматитами. Под влиянием гранитов гнейсы в значительной части интенсивно гранитизированы и превращены в гранит-мигматиты. В пределах отмеченных площадей гнейсы и гнейсо-граниты нижнего катархея (3590—3250 млн лет) выступают в более мелких глыбах-куполах, облекаемых гнейсами верхнекатархейского возраста (3100—2710 млн лет).

Н и ж н и й а р х е й

Нижний архей имеет широкое развитие на Кольском п-ове, где к нему относятся железорудные формации центральной и северо-западной части Кольского региона, а также свиты полмос и порос, расположенные вдоль южной окраины Мурманского блока. Преимущественно нижнеархейским является и гранито-гнейсовый комплекс, слагающий большую часть Мурманского блока, кроме того, реликты пород нижнеархейского возраста установлены в фундаменте карелид в Карельском регионе.

Железорудная формация ранее рассматривалась как главная составная часть кольской серии гнейсов, считавшейся нижнеархейской (Полканов, 1936). Однако отсутствие на стыке кольской и беломорской серий в южной части Кольского п-ова каких-либо достоверных стратиграфических или структурных несогласий, позволяющих разделить их во времени, привело к общепринятому мнению об их одновозрастности. Теперь, как показывают новые геохронологические данные, кольские гнейсы центральной и северо-западной частей Кольского региона составляют собственно железорудную формацию нижнего архея (2310—2700 млн лет); местами они были подвергнуты омоложению во время карельской орогении (Полканов, Герлинг, 1961), тогда как кольские гнейсовые толщи, выделявшиеся в южной части Кольского п-ова (южнее Имандра-Варзугской зоны карелид) относятся к беломорской серии верхнего архея (1980—2220 млн лет).

Основание железорудной формации пока не установлено. Нижним членом ее видимого разреза является комплекс гранато-биотитовых, биотитовых, силлиманито-ставролитовых и других гнейсов. Верхнюю часть ее составляет комплекс слюдяных гнейсов, наиболее характерной

чертой которого является присутствие магнетитовых сланцев и кварцитов и частично гиперстеновых гнейсов. В составе железорудной формации принимают участие также ортоамфиболиты, особенно распространенные в верхней части ее разреза.

Свиты полмос и порос, ранее известные под названием комплекса полмос-воронья (тундровая серия, по Л. Я. Харитонову), прежде относились к карельским образованиям (нижний протерозой). По новым данным (Полканов, Герлинг, 1961), свита п о л м о с имеет возраст 2700—2610 млн лет. Она залегает на упомянутых выше гнейсах, гнейсо-гранитах и мигматитах катархея. В составе свиты встречаются биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, слоистые параамфиболиты, частично ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы и венчающие разрез измененные кислые эффузивы (микрогнейсы), слюдяные парагнейсы, сланцы и кварциты. Эта осадочно-вулканическая серия достигает суммарной мощности 900 м.

Свита п о р о с, которая через базальные полимиктовые конгломераты залегает несогласно на свите полмос и древнейших архейских гранитоидах, датируется цифрами абсолютного возраста 2650—2210 млн лет. В разрезе этой серии мощная толща слюдяных, слюдяно-гранатовых и ставролито-гранато-кианитовых гнейсов и сланцев, перекрывающая базальные конгломераты, сменяется верхней толщей серицитовых сланцев и слюдяных микрогнейсов. Мощность свиты порос измеряется в 800—900 м.

Гранито-гнейсовый комплекс, породы которого ранее относились в основном к гранитоидам верхнего архея, сложен разнородными образованиями, которые по возрасту являются главным образом нижнеархейскими. Этот комплекс содержит слюдяные, роговообманковые, редко гедритовые гнейсы, амфиболиты и крайне редко кварциты, встречающиеся в виде реликтовых участков различных размеров, прорванных преобладающими огнейсованными плагиоклазовыми гранитами и щелочными гранитами, связанными с теми и другими пегматитами, гранодиоритами и частично диоритами; весьма обычными являются жильные гнейсы и мигматиты.

В е р х н и й а р х е й

В верхний архей выделяются беломорская серия и гранулитовая формация, которые имеют одинаковый возраст — 2100—1900 млн лет, слагающие Лапландско-Беломорский складчатый пояс беломорид (Беломорский регион).

Беломорская серия характеризуется общим зональным распределением различных гнейсов на территории Беломорского блока, что ранее объяснялось главным образом как метаморфическая зональность, возникшая вследствие интенсивного воздействия на гнейсы и амфиболиты процессов щелочного и кварцевого метасоматоза, обусловленного региональной мигматизацией и гранитизацией (Судовиков, 1939а, 1939б), или контактового метаморфизма, связанного с огромными, в большинстве случаев не вскрытыми эрозией гранитными ниже- и верхнеархейскими ареал-плутонами (Григорьев, 1935; Неуструев, 1938).

В настоящее время (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962) не остается сомнений в том, что отмеченные черты строения этого региона отражают прежде всего первичноседиментогенный характер сложноскладчатой и глубоко метаморфизованной (региональный метаморфизм—ультраметаморфизм) беломорской серии. Вместе с тем вследствие сильного ультраметаморфизма, захватившего низы беломорской серии, основание, на которое она отлагалась, пока не установлено.

Самыми нижними членами известного разреза беломорской серии являются богатые микроклином эпидот-биотитовые и биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы (керетская свита). В средней части преобладают сначала амфиболовые гнейсы и ортоамфиболиты (хетоламбинская свита), затем (лоухская свита) биотитовые и двуслюдяные гнейсы, выше (чупинская свита) содержащие гранат и дистен. Верхняя часть беломорской серии сложена плагио-биотитовыми (княжегубская свита), гранато-биотитовыми (кайтатундровская свита) и аркозоподобными биотитовыми гранито-гнейсами (кандская свита); венчают ее разрез гиперглиноземистые слюдяные гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и ставролитом (ёнская свита).

Общая мощность сохранившегося разреза беломорской серии достигает 10—11 тыс. м.

Присутствие в ее составе парагнейсов (аркозы, песчано-глинистые и глинистые отложения, мергели и редко карбонатные осадки), а также ортоамфиболитов (основные вулканы) свидетельствует о геосинклинальном характере беломорской серии, отлагавшейся в условиях хорошо выраженной осадочной дифференциации.

Гранулитовая формация в пределах Карело-Кольского региона слагает лишь юго-восточный конец гранулитовой дуги (массива), расположенной в основном в Финской Лапландии. В ее составе здесь принимают участие породы различного генезиса. Широко развиты кислые (собственно) гранулиты — кварцево-полевошпатово-гранатовые породы, а также биотитовые, частью силлиманито-ставролитовые и другие гранатовые парагнейсы. С ними тесно связаны огнейсованные гранатосодержащие диориты, габбро-нориты и лабрадориты (основные гранулиты). Наряду с последними имеются безгранатовые гиперстеновые диориты, габбро-нориты и анортозиты, несомненно интрузивные. Тонкая перемежаемость основных и кислых гранулитов дает основание некоторым исследователям считать все гранулиты первичномагматическими породами, что вряд ли справедливо.

2. Тектоника и магматизм архея

Процессы складчатости и глубинного магматизма катархея, нижнего и верхнего архея изучены с различной детальностью для разных регионов.

Тектонические черты катархея, образования которого известны лишь в виде небольших реликтов-глыб среди нижнего архея, остаются по существу неизвестными. В пределах глыб сохранились катархейские структуры общего для докембрийских дислокаций всего Кольского региона запад-северо-западного простирания. Однако тектонические структуры катархея, несомненно, были сложные. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся в некоторых глыбах куполовидные структуры, сложенные нижнекатархейскими образованиями, которые облекаются гнейсами и гранито-гнейсами верхнего катархея. Автономность структур нижнего катархея (в глыбах) относительно структур облекания верхнего катархея указывает на существование по крайней мере двух этапов складчатости в катархее. Такой вывод находит подтверждение в геохронологических данных, согласно которым в катархее устанавливаются два этапа глубинного кислого магматизма с появлением соответственно двух групп плагиоклазовых гнейсо-гранитов, мигматитов и пегматитов.

Район нижнеархейского складчатого пояса саамид в пределах области развития железорудной формации (Полканов, 1936, 1961) характеризуется преобладающими узкими, часто изоклинальными, антиклинальными и синклинальными складками северо-западного простира-

ния, осевые плоскости которых опрокинуты в южной части Кольского региона на северо-восток, а в северной — чаще на юго-запад.

Частью этой области саамид является и Поросозерская синклинальная зона, сложенная сильно дислоцированными образованиями свит полмос и порос. Трансгрессивное в целом залегание складчатых толщ свиты порос на образованиях свиты полмос, древнейших гнейсо-гранитах и мигматитах, свидетельствует об имевших здесь место ранних фазах саамской складчатости, разделявших во времени указанные свиты, и поздних фазах саамской складчатости, с которыми связаны дислокации свиты порос.

Соответственно с отмеченными фазами саамской складчатости в Поросозерской зоне устанавливаются две группы гранитоидов нижнего архея: ранняя — плагиоклазовые гнейсо-граниты и пегматиты (2690—2600 млн лет), прорывающие свиту полмос, и более поздняя — синорогенные биотито-амфиболовые гнейсо-гранодиориты, микроклиновые гнейсо-граниты и пегматиты (2450—2100 млн лет), секущие свиту порос. Более поздними в этой же зоне являются микроклиновые граниты верхнего архея и нижнего протерозоя, а также протерозойские щелочные граниты, широко распространенные в соседнем с юга Кейвском синклинии.

Наиболее ранними интрузивными образованиями, прорывающими железорудную формацию нижнего архея, являются габбро-амфиболиты, гиперстеновые диориты и гнейсо-диориты. Более поздние олигоклазовые граниты и гранодиориты и самые молодые, мигматитообразующие микроклиновые граниты архея, по мнению некоторых исследователей (Полканов, 1936), разделяются интрузиями кварцево-гранатовых габбро-поритов (Анис—Тундра). Сравнение последних с основными гранулитами гранулитовой формации привело к мнению о верхнеархейском возрасте большей части развитых здесь микроклиновых гранитов.

Структуры гранито-гнейсовых ареолов архея в общем следуют параллельно структурам смежных складчатых зон ранних карелид, имея северо-западное простирание в Карельском регионе и западно-северо-западное в Мурманском блоке при преобладающих крутых углах падения.

Однако детальные исследования в Карельском регионе показывают, что гранито-гнейсовый комплекс имеет согласную структуру только вблизи складчатых сланцевых зон карелид, тогда как в центральных частях гранито-гнейсовых блоков структура их является самостоятельной. Это свидетельствует о некотором, местами значительном реоморфизме и мобилизации гранито-гнейсового комплекса в поясах карелид во время Карельского тектогенеза, который, сопровождаясь мигматизацией, вызвал частичную перестройку архейских структур (Судовиков, 1939а, 1939б; Eskola, 1949; Кратц, 1955).

Глубинные породы нижнего архея, прорывающие реликты древнейших гнейсов и параамфиболитов, представлены олигоклазовыми гнейсо-гранитами и гнейсо-гранодиоритами, микроклиновыми гранитами и частично несколько более ранними метабазитами. Однако площадное выделение их бывает затруднено тем, что в тех же гранито-гнейсовых ареалах, как показывают геологические и геохронологические данные, находятся также гранитоиды верхнеархейского и протерозойского (карельского) возраста и местами даже катархея (Полканов и Герлинг, 1960, 1961).

Процессы складчатости и глубинного магматизма в верхнего архея наиболее изучены в пределах Беломорского блока Лапландско-Беломорского пояса.

Здесь вулканогенно-осадочные архейские геосинклинальные образования претерпели складчатость, были прорваны интрузиями основных пород в ранний период беломорской орогении. Возможно, именно в это время была заложена общая северо-западная ориентировка главных структурных форм беломорид.

Одновременно с ранними фазами верхнеархейской складчатости породы беломорской серии испытали региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации.

Раннеорогенные интрузии, которые возникли в это время, представлены перидотитами, габбро-норитами, габбро, анортозитами и гиперстеновыми диоритами. Основные члены этой комагматической серии пород, обладающие хорошо выраженными коронитовыми (друзитовыми) структурами известны под названием «друзитов» (Федоров, 1904). В огромном большинстве раннеорогенные интрузии представляют отдельные небольшие бескорневые однофазные массивы и редко крупные, сложные по составу тела. В целом они образуют естественный ряд эпигенетических пород и рассматриваются (Шуркин, 1955) как офиолиты верхнеархейской—беломорской эпохи магматизма Балтийского щита.

В последующий, главный, период складчатости формировались синкинематические гранитоиды и происходил интенсивный региональный ультраметаморфизм беломорской серии.

Процессы ультраметаморфизма — селективное плавление и сопровождавшие его мигматизация и региональная гранитизация — обусловили механическую неоднородность, а местами и высокую пластичность — текучесть пород беломорской серии. Складкообразование в этих условиях привело к формированию весьма сложной структуры беломорид, в которой опрокинутые на юго-запад и лежащие главные складки северо-западного простирания сочетаются с одновременно возникшими поперечными по отношению к ним северо-восточными складками меньшего размера. Общей структурной особенностью ультраметаморфизованных пород глубоинной зоны беломорид является, кроме того, исключительно широкое развитие складок течения разного масштаба и явлений диапиризма—куполообразования.

Возникшие в тот же период синкинематические гранитоиды — диориты, гранодиориты, плагио-граниты, плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты — образуют сравнительно небольшие, но многочисленные тела среди мигматитов. К этому же периоду относится формирование гранитных, аплитовых и пегматитовых жил, в том числе промышленных слюдяных и керамических.

Многие исследователи считают, что синкинематические плагиоклазовые и более поздние микроклиновые граниты Беломорского блока, как и Кольского региона (см. выше), разделены во времени интрузиями основных пород (друзитов) и соответственно относятся к нижнему и верхнему архею. Однако современные геологические данные (Шуркин и др., 1962), как и одинаковый абсолютный возраст мигматитов, синорогенных гранитов, пегматитовых жил (1950—2000 млн лет), свидетельствуют о принадлежности их к одной верхнеархейской группе.

К последним этапам верхнеархейского магматизма принадлежат позднеорогенные биотитовые и двуслюдяные аплитовидные плагиоклазовые и плагиомикроклиновые граниты (1920—2000 млн лет), образующие небольшие жильные тела и штоки.

К другой группе позднеорогенных интрузий верхнего архея относятся жилы и мелкие штоки габбро-норитов, габбро-диабазов, габбро-порфиритов. Они распространены в узких зонах субмеридионального и северо-западного простирания, субпараллельных простиранию главных складчатых структур, и пересекаются гранитами и пегматитами, возраст которых колеблется от 1830 до 1950 млн лет.

Сочетание неоднократно чередующихся во времени производных клелой (палингенной) и основной магм составляет характернейшую особенность магматизма беломорского геосинклинального пояса.

Гранулитовый массив представляет собой обширный синклиниорий с изменяющимся согласно дугообразной форме массива простиранием. Быстро сужающаяся юго-восточная часть этого синклинория, находящаяся на территории СССР, сначала имеет общее широтное простирание, которое далее на восток постепенно переходит в северо-восточное, а затем в самом восточном конце резко поворачивает на юго-восток. Здесь кислые гранулиты и сопровождающие их гнейсы слагают центральную часть синклинория, а основные гранулиты образуют его периферическую зону.

Характерная для пород гранулитовой формации полосчатость падает почти исключительно в северных румбах под средними углами в южной части синклинория до крутых в его северном крыле. Кислые породы гранулитовой формации прорваны интрузиями основных гранулитов, представленных большей частью огнейсованными гиперстеновыми диоритами, габбро-норитами, норитами, лабрадоритами и перидотитами, которые, по мнению К. А. Шуркина (Кратц и Шуркин, 1960) являются возрастными аналогами друзитов Беломорья. Все породы массива подверглись метаморфизму в условиях гранулитовой и амфиболитовой (регрессивная стадия) фаций. Гранулиты были прорваны микроклиновыми гранитами, местами обусловившими их сильную мигматизацию, а также рассечены связанными с ними пегматитами.

Для основных гранулитов и прорывающих их пегматитов юго-западной части Кольского полуострова получен абсолютный возраст 1920—1980 млн лет (Полканов и Герлинг, 1961). Кварцевые диориты области Инари, эруптирующие гранулиты на территории Финляндии по О. Коуву (Koivu, 1960), имеют возраст 1900 млн лет, близкий к возрасту позднеорогенных гранитоидов архея Беломорья. Все это безусловно указывает на формирование гранулитового массива в основном в докарельское время.

По северному и южному краям гранулитовый массив ограничен зонами разломов, по которым следовали нижнепротерозойские (карельские) интрузии основных и ультраосновных пород. По разломам внутри гранулитового массива интродировали посткинematические микроклиновые и субщелочные граниты карельского возраста.

II. ПРОТЕРОЗОЙ

В протерозое восточной части Балтийского щита в настоящее время различаются три подгруппы: нижняя, средняя и верхняя, отражающие главные этапы протерозойской геологической истории (Кратц, 1958), причем нижняя (1900—1600 млн лет) и средняя (1870—1620 млн лет) геохронологически не отличаются друг от друга и от свекофеннид Финляндии (1850—1620 млн лет).

Супракрастальные образования нижнего и среднего протерозоя в Карелии ранее объединялись в ятулий или карельскую формацию нижнего протерозоя, которая рассматривалась как единая серия осадочных и вулканических пород (Eskola, 1925; Тимофеев, 1935; Судовиков, 1937, 1939а, 1939б, и др.).

Однако с расширением геологического изучения Карелии необходимость расчленения карельской формации на сланцево-вулканические и более молодые, ятулийские (и сариолийские), образования стала несомненной (Харитонов, 1938, 1941, 1949; Väyrynen, 1938; Eskola, 1948; Гилярова, 1948б; Кратц, 1955, и др.). Такое расчленение рассматриваемых здесь образований по существу подтвердило деление, данное им в свое время А. А. Иностранцевым (1877) и затем В. Рамсеем (Ramsay, 1906).

Различие мнений в настоящее время сохраняется относительно возраста более ранней группы пород. Некоторые исследователи считают эти доятулийские образования допротерозойскими — архейскими, или дока-

рельскими образованиями, по Вяюрюнену, Эскола, Гиляровой (Vaughan, 1938; Eskola, 1948; Гилярова, 1948б, 1949). Однако открытые в Карелии после 1946 г. базальные конгломераты этих доятулийских толщ и несогласное залегание последних на глубоко размытых архейских породах вместе с тектоно-фаціальными особенностями обеих групп позволили считать их образованиями нижнего протерозоя, но более древними, чем ятулий, и выделить эти две группы под названием нижнего и верхнего карелия (Кратц, 1955).

Такое же расчленение аналогичных супракрустальных толщ на Кольском п-ове было произведено значительно раньше. Выделенные здесь среди них две группы пород, ранее считавшиеся соответственно верхне-архейской и нижнепротерозойской (Куплетский, 1932; Полканов, 1933) в 1936 г. были отнесены А. А. Полкановым в нижний и верхний отделы карельской формации нижнего протерозоя, разделенные ранними фазами карельского диастрофизма.

Сходство этих двух групп с таковыми в Карелии еще более подтверждается тем, что теперь и на Кольском п-ове установлены базальные конгломераты нижней из них (Батиева и Бельков, 1958; Токарев, 1958), вследствие чего в настоящее время эти две группы выделены соответственно в нижний и средний протерозой.

Более поздние иотнийские образования Карелии (Ramsay, 1906; Тимофеев, 1935) и Кольского п-ова (Куплетский, 1932; Полканов, 1936) относятся к верхнему протерозою (1600—1100 млн лет).

Иотнийские образования считали девонскими (Ожинский, 1938), палеозойскими—додевонскими (Харитонов, 1958) или постдокембрийскими—эопалеозойскими (Полканов, 1953; Харитонов, 1955), но новым свидетельством их принадлежности к докембрию является абсолютный возраст гранитов рапакиви (1620 млн лет) и близкий к нему возраст иотнийских габбро-диабазов Южной Карелии (Полканов и Герлинг, 1958), а также раннекаледонский возраст щелочных интрузий, прорывающих иотнийские песчаники Турьего мыса на Кольском п-ове (Шуркин, 1959).

Гиперборейско-рифейские отложения северной окраины Кольского п-ова с абсолютным возрастом 900—1000 млн лет (Полканов и Герлинг, 1958, 1960, 1961) являются самыми молодыми образованиями докембрия восточной части Балтийского щита.

1. Стратиграфия и литология протерозоя

Н и ж н и й п р о т е р о з о й

Нижнепротерозойские супракрустальные образования сохранились главным образом в крупных складчато-синклинальных зонах, которые имеют господствующее северо-западное простирание в карельском поясе карелид (Восточно-Финляндская, Западно-Карельская, Восточно-Карельская и Северо-Карельская складчато-синклинальные зоны) и западно-северо-западное простирание в кольском поясе карелид (Печенго-Варзугская и Кейвская зоны). В разделяющих эти зоны антиклинальных поднятиях, почти лишенных нижнепротерозойских покровных пород, выступают архейские гранитоиды и гнейсы с протерозойскими интрузиями.

В нижнем протерозое карельского пояса к наиболее древним относятся метаморфизованные основные и кислые вулканиты, различные слюдяные, филлитовые, талько-хлоритовые и другие сланцы, амфиболиты и частично гнейсы. Для этой серии в Западной Карелии характерны лептиты, лептит-порфиры и магнетитовые кварциты (гимольская серия), а в Восточной, Южной и Юго-Западной Карелии — пиритоносные графитистые сланцы (парандовская серия). Мощность этих серий меняется от 900—

1200 м в карелидах Западной Карелии до 1800 м в Восточно-Карельской зоне карелид.

В зоне карелид Северной Карелии к этому же возрасту относятся комплекс слюдяных кианито-ставролитов-гранатовых и амфиболовых парагнейсов и сланцев и амфиболитов тишкозерской серии мощностью 2300—3500 м (Иринья Варака—Хизовара), а также кукаозерская серия амфиболовых ортосланцев и кварцитов, достигающая мощности 1900—2000 м (Кукаозеро). К этой же группе, по-видимому, принадлежат метаморфизованные основные вулканиты, амфиболовые сланцы и подчиненные карбонатные породы (сортавальская серия) Северного Приладожья и Юго-Западной Карелии мощностью 350—1600 м.

Эти древнейшие толщи нижнего протерозоя через базальные конгломераты несогласно залегают на глубоко размытых, преимущественно гранитоидных породах архея Западной, Восточной и Северной (?) Карелии.

Более молодые образования нижнего протерозоя Карелии представлены комплексом метаморфизованных основных вулканитов и кварцевых кератофилов (частью жильных) в Восточной и Северной Карелии (тунгудская серия) и аналогичными им образованиями, местами с дацитовыми и андезитовыми туфами, в Центральной и Западной Карелии, достигающими суммарной мощности в 1500 м. Эти отложения в Западной Карелии характеризуются прерывистым разрезом и с отчетливым угловым несогласием залегают на более ранних нижекарельских образованиях, тогда как в Восточной и Северной Карелии они без видимого несогласия или с локальным несогласием (конгломераты ?) сменяют их вверх по разрезу.

Наиболее молодым образованием нижнего протерозоя является ритмично-слоистая (ладожская) серия слюдяных и андалузито-ставролитокордиеритовых сланцев в Юго-Западной Карелии, которая некоторыми исследователями (Харитонов, 1959) считается постятулийской. Этот терригенный, флишевого характера комплекс, мощностью 1900—3500 м, залегают на сортавальской серии, местами с перерывом. К тому же возрасту, по-видимому, следует относить флишевидную карбонато-параамфиболито-сланцевую толщу северной Карелии, залегающую на осадочно-вулканических толщах кукаозерской свиты и гнейсах и сланцах тикшезерской серии.

Нижнепротерозойский комплекс Кольского п-ова очень напоминает аналогичный комплекс Карелии.

В Печенго-Варзугской зоне карелид он представлен весьма сходно с парандовской серией Карелии — тундровой серией. В составе ее присутствуют метаморфизованные основные вулканиты и сланцеватые амфиболиты, измененные альбитофиры и альбитофпровые гнейсы, частично слюдяные сланцы и гнейсы. Тундровая серия достигает наибольшей мощности в 1500—2000 м.

Несколько южнее, на границе Беломорского блока с гранулитовым массивом, залегают комплекс кианито-ставролитов-гранатовых гнейсов и сланцев Корва-тундра, который занимает такое же положение на краю Беломорского блока, как и аналогичные карельские образования Финской Лапландии и тикшезерской серии в Северной Карелии. Вместе с тем этот комплекс сходен с кейвской серией нижнего протерозоя.

Кейвская серия развита в восточной части Кольского п-ова, в Кейвском синклинии, непосредственно южнее Мурманского блока. Она отделяется базальными конгломератами от подстилающих их архейских гнейсо-гранитов. В составе кейвской серии преобладают биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, слагающие толщу мощностью в несколько тысяч метров в нижней ее части. Верхняя толща состоит из гранато-му-

сковитовых, кианитовых и кианито-ставролитовых сланцев, мусковитовых кварцитов, известняков и переслаивающихся с ними амфиболит-мандельштейнов мощностью 800—1300 м. Верхнюю толщу высокоглиноземистых сланцев кейвской серии (с кианитом, ставролитом, и гранатом), по мнению К. О. Кратца (1957), скорее следует сопоставлять с ладожской сланцевой серией верхов нижнего протерозоя Юго-Западной Карелии.

Таким образом, нижний протерозой в Карельском и Кольском регионах представлял собой период интенсивного геосинклинального осадконакопления, который начался с отложения спилито-кератофиросланцевых, лептитовых и частично терригенных формаций в пределах Карельской геосинклинальной области и закончился накоплением в периферических зонах терригенных и частично карбонатно-сланцевых формаций флишевого типа.

С р е д н и й п р о т е р о з о й

Среднепротерозойские образования имеют относительно ограниченное распространение в пределах восточной части Балтийского щита.

В Карелии они включались в состав карельской формации и были расчленены Эскола (Eskola, 1919, 1925, 1948) на сариолийские и ятулийские образования. Относящиеся сюда же вулканические толщи Южной и Восточной Карелии (суйсарский вулканический комплекс) были включены Эскола (Eskola, 1948), Мармо (Marmo, 1954), как и ранее Седергольмом (Sederholm, 1930), в нижний иотний (хогландий) верхнего протерозоя.

Теперь, когда предьятулийское (предкарельское, по Эскола и др.) несогласие считается внутрикаральским, эти образования выделяют в средний протерозой, который подразделяется на три отдела: сариолийский, ятулийский и суйсарский (Кратц, 1958).

К нижнему, сариолийскому, отделу относятся различные по составу, большей частью плохо отсортированные конгломераты и перекрывающие их аркозы, туфогенные песчаники и частично сланцы, местами достигающие мощности не менее 400 м. Сариолийские отложения залегают с угловым несогласием на нижнепротерозойских и более древних породах.

Ятулийские образования представлены двумя фациально различными, но разновозрастными осадочными комплексами. В Центральной Карелии к ятулию относится сегозерская серия кварцито-песчаников, кварцитов и кварцевых конгломератов с подчиненными им глинистыми сланцами и доломитами. В Южной Карелии сегозерские отложения замещаются онежской серией кварцито-песчаников, доломитов и известняков, частью водорослевых с *Collenia*, *Osagia* и др. (Бутин, 1959, 1960) и глинистых, кремнистых, шунгитовых сланцев. Подчиненную роль в составе ятулийского комплекса играют основные вулканы и гипабиссальные интрузии. Мощность ятулия весьма изменчива и колеблется от 500—1600 м для сегозерской и до 800—900 м для онежской серии. Обе серии ятулия подстилаются базальными сланцами (кора выветривания), возникшими как на сариолийских, так и более древних породах.

В суйсарский отдел среднего протерозоя выделена вулканическая серия пикритов, диабазов, туфов и частично глинистых и кремнистых сланцев, имеющих локальное распространение в Южной и Восточной Карелии.

В Кольском регионе к среднему протерозою относятся осадочно-вулканические толщи свиты имандра-варзуга в Печенго-Варзугской зоне, в которой, кроме преобладающих (!) зеленокаменных пород, в нпзах встречаются базальные полимиктовые конгломераты сариолийского типа и вышележащие ятулийские кварцито-песчаники, филлитовые и мергелистые сланцы и карбонатные породы, частично водорослевые (с *Collenia* и *Osagia*).

В западной части той же структурно-фациальной зоны к среднему протерозою относится печенгская серия. На базальных конгломератах этой серии залегают мощные основные вулканиты с подчиненными горизонтами аркозов, кварцито-песчаников и филлитов и частично карбонатных пород (водорослевых). Печенгская серия весьма близка по составу к свите имандра-варзуга. Вместе с тем вулканиты, залегающие в верхах той же серии, сходны с суйсарскими вулканитами Карелии.

Средний протерозой в восточной части Балтийского щита является заключительным этапом развития карельской геосинклинали (орогенного пояса), переходным к следующему, платформенному, этапу верхнего протерозоя. Терригенные сариолийские и ятулийские отложения представляют собой главным образом континентальные осадки. Онежские существенно карбонато-сланцевые толщи ятулия характеризуют отложения мелководных бассейнов, частью лагунного характера.

Среднепротерозойские отложения заключительного (орогенного) этапа развития карелид отлагались в погружающихся депрессиях межгорных прогибов и внутренних впадин и напоминают ранние (межгорные) молассы карелид. В некоторых зонах погружение сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью и появлением основных и ультраосновных интрузий (Печенга, частично Суйсари).

Верхний протерозой

К верхнему протерозою относятся иотнийские и гиперборейские, или рифейские, образования, сохранившиеся только в крайних частях Балтийского щита.

Иотнийские отложения известны на Онежско-Ладожском перешейке, в Карелии, на Терском берегу, в Онежской губе Белого моря и в восточной части Кольского п-ова.

В Южной Карелии в этой серии развиты темно-серые и пестроцветные кварцито-песчаники, алевролиты и частью глинистые сланцы, которые выше сменяются толщей красноцветных шокшинских кварцитов. Они достигают мощности 500 м и подстилаются полимиктовыми и кварцевыми конгломератами.

Стратиграфическое положение иотнийских отложений геохронологически контролируется тем, что в Карелии они прорываются долеритами с возрастом более 1500 млн лет, а на южной окраине щита перекрываются нижнекембрийскими отложениями с возрастом 600 млн лет (Полканов и Герлинг, 1958, 1960).

Несколько более ранними считаются основные и кислые вулканиты и подстилающие их конгломераты о. Суурсаари (о. Гогланд), которые относятся к нижнему иотнию или хогландию (Sederholm, 1930, 1932).

Иотнийская толща, слагаемая мелководными внизу, дельтовыми и речными отложениями вверху (Голдобина, 1958), представляет регрессивную осадочную серию. Она сохранилась в пологих синклиналиных впадинах платформенного типа, нарушенных вертикальными продольными и поперечными разломами.

Иотнийские красноцветные и пестроцветные отложения являются древнейшими «красноцветами», возникшими вслед за периодом складчатости, закончившим развитие карельской синклинали и поэтому (Кратц, 1963), их можно рассматривать как поздние молассы карелид.

Гиперборейские, или рифейские, отложения северной окраины Кольского п-ова, как указывалось выше, являются более древними, чем кембрий, и на этом основании относятся к верхнему протерозою.

В рифее Кольского п-ова различаются две свиты. Нижняя свита п-ова Среднего — о. Кильдина (по глаукониту) определяется возрастом в 1030—

992 млн лет, тогда как для свиты о. Рыбачьего (по филлиту) он равен 880—715 млн лет (Полканов и Герлинг, 1960, 1961), что позволяет считать вторую толщу паравтохтонной относительно первой. Эти мощные терригенные толщи с подчиненными им карбонатными породами, по всей вероятности, представляют отложения краевых прогибов (миогеосинклиналей), расположенных вдоль северной окраины щита. Они прослеживаются далее на северо-запад в Норвегию, где сопоставляются со спарамгитами, подстилающими кембрий Скандинавских каледонид, причем приведенные выше цифры абсолютной геохронологии показывают, что краевой рифейский пояс не принимал участия в каледонских тектонических движениях.

Рифейские горизонтально залегающие отложения установлены недавно и в Южной Карелии, где они встречаются в виде небольших реликтов толщи красных глинистых сланцев (830 млн лет — рифей II), перекрывающих шокшинские кварцито-песчаники потния. Эти сланцы составляют верхнюю часть докембрийского осадочного платформенного чехла.

Таким образом, начиная с потния территория Кольского п-ова и Карелии представляла платформенную область (готско-рифейско-каледонская платформа, по А. А. Полканову, 1960, 1961), которая с запада и севера опоясывалась верхнедокембрийскими (и каледонским) геосинклинальными поясами.

Рифейские (гиперборейские) отложения северной окраины щита прослеживаются далее на северо-запад в Норвегию, где они сопоставляются со спарамгитами, подстилающими кембрий скандинавских каледонид.

2. Тектоника и магматизм протерозоя

Н и ж н и й п р о т е р о з о й

В результате раннекарельской (нижнепротерозойской) орогени нижнепротерозойские серии претерпели сильную складчатость. Крутые, большей частью изоклинальные складки, нередко опрокинутые в сторону соседних поднятий, являются господствующими. Архейское основание карелид вовлекалось в деформации в виде глыб различного размера и было частично гранитизировано и реоморфизовано.

В результате раннекарельской складчатости возникли мощные складчато-синклинальные и антиклинальные зоны (карельский и кольский пояса), определившие основные тектонические черты складчатых сооружений ранних карелид. Намечаются два этапа раннекарельской складчатости, более детально установленные в Карельском регионе. Первый этап (ранние фазы) охватил лишь более древние супракрустальные толщи нижнего протерозоя. Наиболее интенсивно эти фазы проявились в Западной Карелии (в центральных зонах Карельского пояса карелид) и образовали там наиболее устойчивые складчатые структуры (Центральный антиклинорий). Возникновение этого центрального поднятия в середине нижнего протерозоя обусловило резко несогласное залегание более молодых нижнепротерозойских образований на складчатых образованиях ранних серий. В периферических зонах, в которых преобладало общее погружение, эта ранняя складчатость лишь местами создавала устойчивые структуры, которые обусловили локальные структурные несогласия между ранними и поздними сериями нижнего протерозоя.

Второй этап дислокаций, приуроченный к границе нижнего и среднего протерозоя, представлял собой главную фазу раннекарельской складчатости, охватившую всю карельскую геосинклиналь и создавшую складчатые горные цепи карелид.

Корреляция магматической деятельности различных зон пока затруднительна, но в общем она проявилась в них, по-видимому, не одновременно.

В пределах каждой из главных зон с большей или меньшей полнотой устанавливается общая закономерность: ранними являются габбро, габбро-лабрадориты и анортозиты, затем диориты, кварцевые диориты; позднее появляются микроклиповые граниты, с которыми связана мигматизация, наиболее интенсивная в синклиналильных прогибах.

К последним проявлениям нижнепротерозойского магматизма относятся трещинные интрузии микроклиновых и ортоклазо-микроклиновых, нередко порфировидных гранитов в Карелии (Нуорунен, Корманка). На Кольском п-ове сходными являются граниты Арафиорда, которые, по мнению А. А. Полканова (1936), могут оказаться более поздними (среднепротерозойскими).

К позднейшим глубинным кислым породам нижнего протерозоя относятся щелочные граниты центрального водораздела Кольского п-ова, которые ранее считались условно палеозойскими, но имеют абсолютный возраст 1640—1720 млн лет.

Вероятно, отмеченная выше разновременность нижнепротерозойского глубинного магматизма связана с разными фазами раннекарельской складчатости, появившимися с различной интенсивностью в разных зонах.

В связи с этим интересно отметить одну черту нижнепротерозойского доорогенного вулканизма. В раннем периоде нижнего протерозоя весьма широкое, местами исключительное развитие имеют кислые вулканы, тогда как во второй половине нижнего протерозоя главная роль принадлежит основным (спилитовым) вулканитам. Особенно наглядно смена кислого вулканизма основным в течение нижнего протерозоя устанавливается в Западной Карелии.

Вместе с ранней консолидацией Западно-Карельской зоны карелид и образованием Центрального антиклинория в период интенсивного проявления здесь ранних фаз складчатости в середине нижнего протерозоя в этой зоне получили развитие наиболее ранние граниты и процессы мигматизации нижнего протерозоя. В то же время здесь пока неизвестны интрузии основной магмы того же возраста или несколько более ранние.

В периферических зонах карелид, где преобладающее погружение и накопление геосинклиналиных толщ по существу не прерывалось до конца протерозоя и сопровождалось интенсивным основным вулканизмом, глубинный магматизм начинается внедрением основной и ультраосновной магм (офиолиты карелид), за которой следуют мощные диоритовые и гранодиоритовые интрузии, и заканчивается широким развитием микроклиновых гранитов и связанной с ними мигматизации в главную, наиболее интенсивную фазу карельской складчатости на границе нижнего и среднего протерозоя. С этой же фазой складчатости связаны и несколько более поздние трещинные интрузии микроклиновых и микроклино-ортоклазовых гранитов.

Раннекарельская складчатость и сопровождавший ее интрузивный магматизм превратили нижнепротерозойские геосинклиналильные толщи в интенсивно дислоцированные, глубоко метаморфизованные (зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) кристаллические образования и вызвали процессы гранитизации и частичный реоморфизм подстилающего их архейского основания.

Абсолютный возраст кристаллических сланцев и гранитов нижнего протерозоя (по K—Ar-методу) определяется в 1770—1850 млн лет.

Средний протерозой

Слабо метаморфизованные осадочно-вулканические толщи среднего протерозоя слагают большей частью структуры типа наложенных мульд и грабен-синклиналей (поздние карелиды). Мульды с пологими и средними углами падения крыльев нередко нарушены краевыми и частично осевыми разломами (Сегозеро, Печенга и др.). Грабен-синклинали — узкие, протяженные структуры, ограниченные одним или несколькими краевыми сбросами, отличаются крутыми (по сбросам), нередко даже опрокинутыми крыльями.

Интрузивный магматизм среднего протерозоя выразился во внедрении интрузий основного и ультраосновного состава, наиболее широко проявившихся в Кольском регионе как в пределах карелид, так и в прилежащих районах архейского фундамента.

Верхний протерозой

В Южной Карелии ютнийские, почти горизонтально лежащие отложения прорваны интрузиями долеритов трапцового типа, близкими по возрасту (более 1500 млн лет) к гранитам рапакиви (1620—1640 млн лет), которые характеризуют кислый платформенный магматизм верхнего протерозоя южной окраины Балтийского щита (Полканов, 1953; Полканов и Герлинг, 1958, 1960).

К платформенному интрузивному магматизму того же возраста относятся габбро-щелочные массивы Гремяха-Вырмес на Кольском п-ове (1650 млн лет) и Елетьозера в Карелии (1670 млн лет).

Рифейские (гиперборейские) отложения севера Кольского п-ова полого падают на северо-северо-восток. Развитые в них мелкие складки, частью опрокинутые на юго-запад, как и круто наклоненные на северо-восток взбросы, свидетельствуют о том, что рифейские толщи частью были надвинуты на юго-запад в сторону северо-восточного края Балтийского щита.

Магматических проявлений, связанных с рифейской эпохой орогениз в Карело-Кольском регионе, пока не обнаружено, хотя в прилежащих к платформе зонах рифейд (Скандинавия) магматическая деятельность имела интенсивное развитие.

III. ПАЛЕОЗОЙ

В послерифейское время платформенный режим в восточной части Балтийского щита продолжал сохраняться, причем преобладающим геологическим процессом являлась денудация. Лишь местами возникали незначительные тектонические впадины, выполнявшиеся вулканогенными, континентальными и мелководными отложениями. В частности, пизжене-среднепалеозойские сланцы, песчаники, мергели и вулканиды (ловозерская свита) развиты небольшими участками в районах Ловозера, Конгозера на Кольском п-ове (Кириченко, 1962). На южной окраине Балтийского щита, как уже говорилось, ютнийские породы перекрываются нпжнекембрийскими отложениями.

Жесткий массив щита в период формирования прилегающих к нему складчатых цепей каледонид и варисцид на западе и уралид на востоке подвергался разломам, расколам, местами с образованием грабенообразных впадин и зон трещиноватости, с которыми пространственно связаны прорывающие докембрий платформенные интрузии. Геохронологически среди последних выделяются: ранняя (590—470 млн лет) и поздняя (420—380 млн лет) каледонские и герцинская (290—270 млн лет) группы.

Каледонские интрузии представлены телами центрального типа, которые сложены ультраосновными, щелочными породами и карбонатами (Волотовская, 1960; Кухаренко, 1962), а также комплексом даек щелочных лампрофиров (Судовиков, 1939а, 1939б), взрывных брекчий и трубок взрыва (Шуркин, 1959).

К герцинской группе интрузий принадлежат крупнейшие конфокальные многофазные массивы (субвулканы) нефелиновых сyenитов (Хибины, Ловозеро) и жилы щелочных метасоматитов (Турий мыс); к этому же времени, по-видимому, относится и щелочно-основной комплекс эффузивов ловозерской свиты.

В дальнейшем, с верхнего палеозоя до кайнозоя включительно, восточная часть Балтийского щита, по-видимому, испытывала общее поднятие, местами сопровождавшееся глыбовым смещением масс и, очевидно, подвергалась интенсивной денудации, континентальному выветриванию (Сидоренко, 1958), а в четвертичное время (особенно Карельский и Беломорский регионы) — ледниковой обработке (эскарпация, аккумуляция), частично речной эрозии и морской абразии (Апухтин, 1957; Биск, 1958 г.).

ЛИТЕРАТУРА

- А п у х т и н Н. И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, вып. 1, 1957.
- Б а т и с е в а И. Д. и И. В. Б е л ь к о в. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4, 1958.
- Б у т и н Р. В. Ископаемые *Cyanophyceae* в протерозойских карбонатных отложениях Южной Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2, 1959.
- Б у т и н Р. В. Органические остатки в протерозойских отложениях Южной Карелии. Изв. Карельск. фил. АН СССР, вып. XXVI, 1960.
- В о л о т о в с к а я Н. А. Карело-Кольская петрографическая провинция ультраосновных, щелочных и карбонатных пород. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 13, Изд. АН СССР, 1960.
- Г а л д о б и л а Л. П. Литологические особенности и условия образования ютнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. Сб. ст. молод. научн. сотрудн. Ленингр. геол. учрежд. АН СССР, вып. 1, Изд. АН СССР, 1958.
- Г е л ь м е р с е н Г. Геогностические исследования Олонецкого Горного Округа, произведенные в 1856, 1857, 1859 и 1859 гг. Горн. журн., тт. IV, XII, 1860.
- Г и л ь р о в а М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. Кар.-Финск. н.-иссл. базы АН СССР, № 1, 1948а.
- Г и л ь р о в а М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации и Центральной Карелии. Уч. зап. Лен. гос. пед. инст., Кафедра геол. и минерал., т. 72, 1948б.
- Г и л ь р о в а М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. Изв. Кар.-Финск. н.-иссл. базы АН СССР, № 2, 1949.
- Г р и г о р ь е в П. К. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1935.
- И н о с т р а н ц е в А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Матер. для геол. России, т. VIII, 1877.
- К и р и ч е н к о Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского п-ова. Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Зап. РСФСР, сб. 3, Изд. СЗГУ, Л., 1962.
- К р а т ц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.
- К р а т ц К. О. Стратиграфия. Карелия и Кольский полуостров. Геол. строение СССР, т. I, 1957а.
- К р а т ц К. О. Обзор тектоники СССР по регионам. Древние платформы. Восточная часть Балтийского щита. Геол. строение СССР, т. III, 1957б.
- К р а т ц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2, 1958.
- К р а т ц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.
- К р а т ц К. О. и К. А. Ш у р к и н. Геология докембрия Карелии и Кольского полуострова. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.

- Куплетский Б. М. Петрография Кольского полуострова. Петрография СССР, Тр. Петрогр. инст., сер. 1, Изд. АН СССР, 1932.
- Куплетский Б. М. Стратиграфия докембрия Кольского полуострова. Стратиграфия СССР, т. I, Докембрий СССР, Изд. АН СССР, 1939.
- Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. Уч. зап. ЛГУ, № 312, сер. геол., вып. 13, 1962.
- Масленников В. А., Л. П. Бондаренко, В. Б. Дагелайский. Древнейшие горные породы Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.
- Неуструев Ю. С. К изучению стратиграфии и метаморфизма кристаллических пород Северной Карелии. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 20, 1938.
- Ожигский И. С. Конгломерат Турьего мыса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1938.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. инст., т. 53, 1936.
- Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Тр. XVII сессии Международн. геол. конгр. в СССР, т. 2, 1939.
- Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Проблема абсолютного возраста Балтийского щита. Геохимия, № 8, 1958.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд. АН СССР, 1958.
- Судовиков Н. Г. Глубокометаморфизованные образования карелид Центральной Карелии. Международн. геол. конгр., XVII сессия, Северная экскурсия, Кар. АССР, 1937.
- Судовиков Н. Г. Докембрий Карельской АССР. Тр. XVII сессии Международн. геол. конгресса в СССР, т. 2, 1939а.
- Судовиков Н. Г. Обзор стратиграфии, тектоники и магматической деятельности докембрия КарАССР. Стратиграфия СССР, т. I, Докембрий СССР, Изд. АН СССР, 1939б.
- Судовиков Н. Г. Материалы к петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19, 1939в.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, 1954.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, Тр. Петрогр. инст., сер. 1, вып. 5, 1935.
- Токарев В. А. О конгломератах свиты Колмозеро—Воронья. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 5, 1958.
- Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горн. журн., т. II, №№ 4, 5, 6; т. III, № 7, 1904.
- Харитонов Л. Я. Новые данные по стратиграфии и тектонике Онего-Сегозерского водораздела. Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 17, 1938.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике Карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 23, 1941.
- Харитонов Л. Я. Геология района дер. Чебино—г. Медвежегорск—рудник Воронов Бор. Изв. Кар.-Финск. н.-иссл. базы АН СССР, № 2, 1949.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. III сессии Комиссии по опред. абсол. возр. геол. формации, Изд. АН СССР, 1955.
- Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 9, 1957.
- Харитонов Л. Я. Новые данные о геологии карельских образований Южной Карелии. Научн. докл. высш. школы, № 4, 1958.
- Харитонов Л. Я. О некоторых вопросах геологии протерозоя Северного Приладожья. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл.

сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.

- Шуркин К. А. Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов Северо-Восточного Приладожья. Изд. АН СССР, 1958.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1959а.
- Шуркин К. А. О палеозойских псевдоконгломератах Северной Карелии и Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 125, № 6, 1959б.
- Шуркин К. А. Новые данные по геологии друзитов архея Западного Беломорья. ДАН СССР, т. 105, № 2, 1962.
- Шуркин К. А., Н. В. Горлов, М. Е. Сальс, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорской комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология, пегматитопосность). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.
- Eskola P. Huvuddragen av Onega-Karéliens geologi Meddel Geol. fören. s. Helsingfors, 1917—1918, 1919.
- Eskola P. On the Petrology of the Eastern Fennoscandia I. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia, 45, № 19, 1925.
- Eskola P. Über die Geologie Ost kareliens. Geol. Rund., Bd. XXXV, № 2, 1948.
- Eskola P. The problem of mentled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. CIV, pt. 4, № 116, 1949.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. geol. Finl., № 182, 1958.
- Marmó V. Ein vulkanischen Komplex der frühjotnischen Zeit bei Suoju in Ost-Karelien. Ann. Acad. Sci. Fennic. S. A., Bd. III, № 19, 1949.
- Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, III, № 7, 1899.
- Ramsay W. Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia, XV, № 4, 1899.
- Ramsay W. Beiträge zur Geologie der prekämbrischen Bildungen im Governament Olonetz. Fennia, 22, № 7, 1906.
- Sederholm I. I. Pre-Quaternary rocks of Finland. Bull. Comm. Geol. d. Finl., № 91, 1930.
- Sederholm I. I. On the geology of Fennoscandia. Bull. Comm. Géol. Finl., № 98, 1932.
- Simonen A. Pre-Quaternary rocks in Finland. Bull. Comm. Geol. d. Finl., № 191, 1960.
- Wäyränen H. 1938. Notes on the geology of Karelia and the Onega region in the Summer of 1937. Bull. Comm. Géol. Finl., № 123, 1938.

Л. Я. Харитонов

О ГЕОЛОГИИ КОЛЬСКИХ КАРЕЛИД

Введение

Один из первых исследователей геологии Кольского п-ова А. А. Полканов среди многих важных вопросов геологии и петрологии докембрия большое внимание уделял вопросам стратиграфии и структуры карелид.

В настоящей статье обсуждаются вопросы геологии карелид восточной части Кольского п-ова в свете имеющихся геологических и геофизических данных.

В первой части рассматриваются основные черты стратиграфии и структуры карельских образований и их тектонические соотношения с породами докарельского фундамента.

Во второй части рассматриваются некоторые особенности глубинного строения фундамента карелид.

Стратиграфия

На рис. 1 показана общая структура карелид Кольского п-ова, на рис. 2 — восточная часть карелид Кольского п-ова.

Важнейшими элементами карелид Кольского п-ова являются две синклинорные подзоны, разделенные выходами кристаллического фундамента Центральной антиклинорной зоны. Северная подзона в восточной части Кольского п-ова представлена метаморфической серией гнейсов и сланцев кейв в лежащих на ее простирании метаморфических вулканических и осадочных свитах.

Южная подзона, образованная метаморфизованными осадочными и главным образом вулканическими породами, начинается на северо-

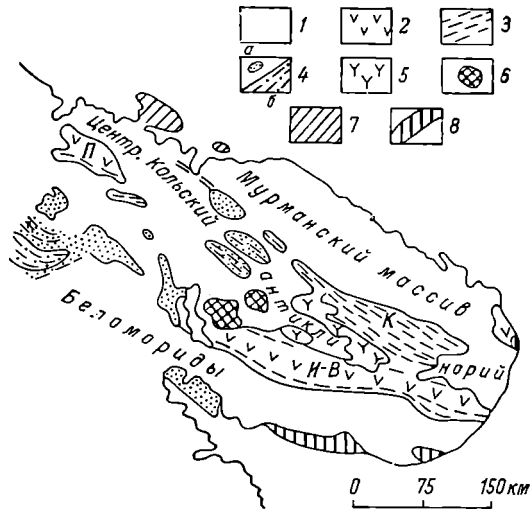


Рис. 1. Схема кольских карелид.

1 — породы докарельского фундамента; 2 — вулканические породы карелид; 3 — метаморфизованные осадочные породы карелид; 4, а — метаморфизованные основные глубинные породы, б — кислые гранулиты; 5 — щелочные граниты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — рифейские отложения п-овов Среднего и Рыбачьего; 8 — песчаники Терского берега; И — Имандра-Варзуга; К — Кейвы.

западе, в Печенге, и прослеживается через гряду невысоких тундр Кейлик—Кинигирем (р. Тулома) в область развития метаморфизованных глубинных основных пород Анис-, Волчь-, Монча- и Чува-тундр. Эти тундры составляют меридиональное звено южной подзоны, и здесь неизвестны осадочные и вулканогенные породы карелид. Далее на восток, в субширотном направлении от озера Имандра, через реку Варзугу до горла Белого моря прослеживается параллельно Кейвской гряде широкая и протяженная полоса зеленокаменных пород (серия имандра-варзуга). В данной работе рассматривается только восточная часть карелид Кольского п-ова.

Изображенные на рис. 3 и 4 стратиграфические колонки для гряды Большие Кейвы и полосы вулканических и осадочных пород серии имандра-варзуга составлены по материалам детальных исследований, основанных на крупномасштабном геологическом картировании.

Для сравнения с разрезом зеленокаменной полосы Имандра—Варзуга на том же рис. 4 приведены колонки для печенгского участка юж-

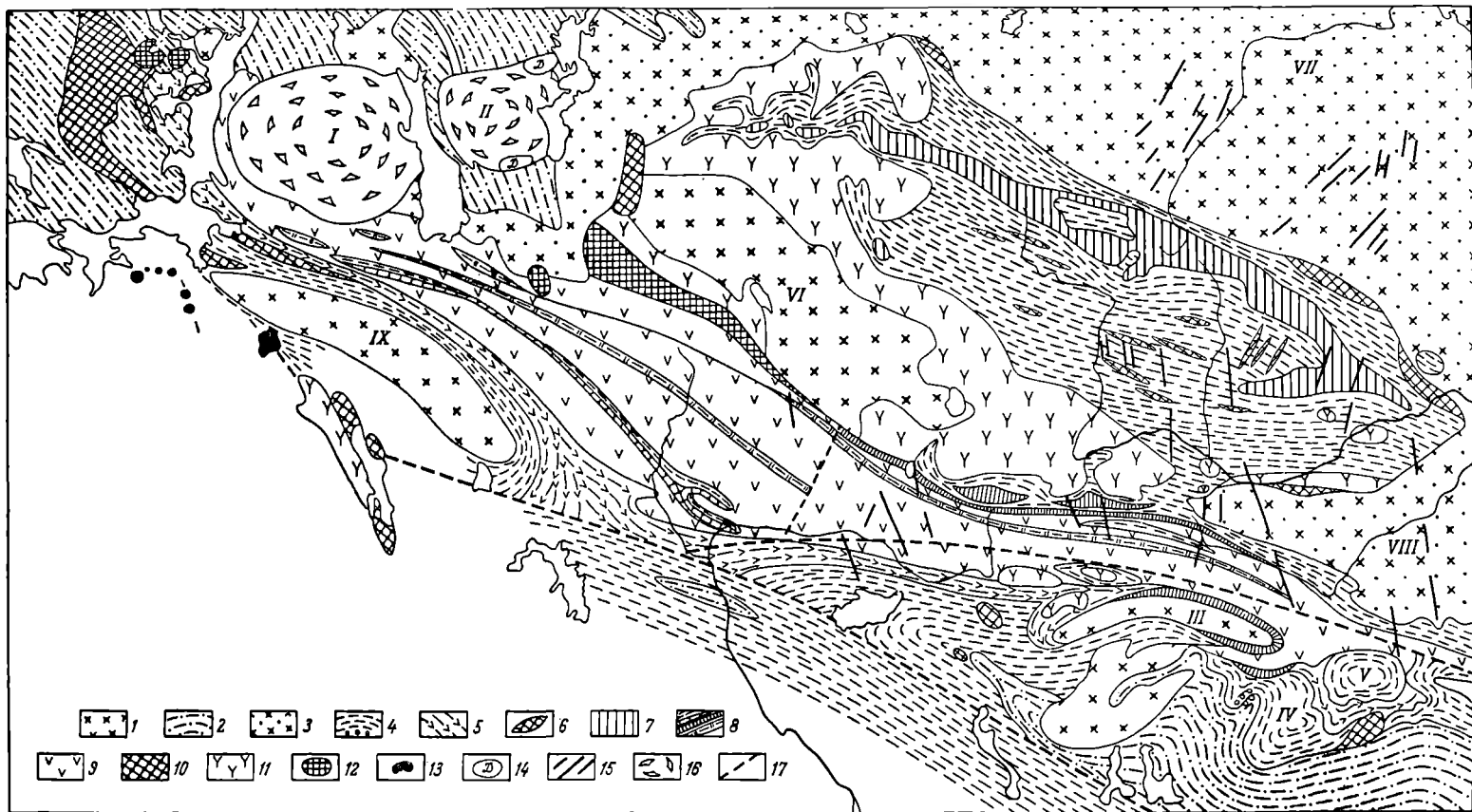


Рис. 2. Карелиды восточной части Кольского п-ова.

1 — гранито-гнейсы докарельского фундамента; 2 — гнейсы беломорид; 3 — микровлиновые граниты; 4 — гнейсы карелид с базальными конгломератами в основании; 5 — комплекс сланцев метаэффузивов тундровой серии; 6 — амфиболиты в толще гнейсов и сланцев кейв; 7 — сланцевая толща кейв; 8 — осадочные породы имандра-вараужской серии (кварциты, филлиты, карбонатные породы); 9 — основные вулканические породы серии имандра-вараужа; 10 — габбро и габбро-амфиболиты и апортозиты; 11 — щелочные граниты; 12 — основные и ультраосновные породы; 13 — щелочные, ультраосновные породы; 14 — верхнедевонские отложения в Ловозерском массиве; 15 — дайки диабазов; 16 — нефелиновые сyenиты; 17 — тектонические контакты и разломы. I — Хибинский массив; II — Ловозерский массив; III — Стрельницкий купол; IV — Чаромский купол; V — Пулонгский купол; VI — Верхне-Понойский горст; VII — Мурманский массив; VIII — Пурначский массив, IX — Ингозерский купол.

ной подзоны Кольской зоны карелид, являющегося наиболее северозападным ее участком.¹ Сравнение разрезов обнаруживает несомненное сходство печенгской и имандра-варзугской частей южной подзоны карелид. Разница состоит в том, что в печенгской структуре разрез, по-видимому, более полный. Характерные для Печенги авгитовые диабазы так называемой четвертой толщи покровов и метаандезиты заключительной фазы вулканизма в имандра-варзугской полосе отсутствуют.

На рис. 3 показаны детальные разрезы кейвской толщи сланцев. Мощность гнейсовой толщи здесь точно неизвестна, но, вероятно, она достигает нескольких тысяч метров.

Как видно из колонок, изображенных на рис. 3 и 4, в стратиграфическом разрезе каждой подзоны имеются несомненные черты сходства и черты различия. Наиболее важной общей особенностью, сближающей разрезы этих подзон, является присутствие в нижней части каждой из них мощных гнейсовых толщ, которые по составу, реликтовым текстурам и структурам можно рассматривать как метаморфизованные, первичноосадочные, терригенные, песчаные и песчано-алевритовые породы, накопившиеся в быстро погружающемся мелководном бассейне. Такие слабо дифференцированные осадочные породы могли отлагаться главным образом за счет размыва продуктов физического (неполного) выветривания, возникавших на водосборных площадях, сильно расчлененных участков суши, примыкавших к бассейнам седиментации.

В Имандра-Варзугской подзоне, на р. Чапоне, наблюдается прямое налегание этой толщи на породы фундамента, причем в основании гнейсов найдены мощные толщи базальных конгломератов (рис. 4, е). В гнейсовой толще довольно обычны пластовые и секущие тела амфиболитов. Многие из них несомненно эффузивного происхождения. Гнейсовые толщи обеих рассматриваемых подзон соединяются между собой в «проливе» близ гряды Малые Кейвы. По южной окраине имандра-варзугской полосы гнейсы развиты более широко, чем по северной. То же следует сказать и в отношении Печенги.

Дальнейшее сравнение стратиграфических колонок приводит к выводу, что верхние части разрезов обеих подзон существенно различны. В Печенгской и Имандра-Варзугской подзонах над гнейсами, с постепенным переходом к ним, залегает довольно мощная толща переслаивания пара- и орто-амфиболитов и слюдяно-кварцевых сланцев, частично ставролит-дистеновых и графитистых сланцев и иногда пачек и линз метаморфизованных карбонатных пород. Разрез этой средней толщи завершается измененными метадиабазами и маддельштейнами и кварцевыми кератофирами и порфирами.

В Кейвской подзоне на гнейсах, с постепенным переслаиванием, залегает довольно мощная (около 1000 м) толща черных (углистых) кианит-ставролитовых и более светлых ставролитовых порфиробластически кристаллических сланцев со слоистой кварцево-мусковитовой основной массой, с гелицитовыми структурами, подчеркнутыми углистыми включениями. В этой сланцевой толще обычны довольно многочисленные пластовые тела амфиболитов.

Несмотря на имеющееся различие средних частей разреза этих подзон, первичные осадочные породы в них генетически все же были, по-видимому, достаточно близки. И там и тут эти богатые (в Кейвах) и сравнительно богатые глинистым (в Имандра-Варзугской полосе), метаморфизованные, первично хорошо дифференцированные осадочные породы постепенно сменяют принципиально другие, мало дифференцированные, первичнооса-

¹ По геофизическим данным, общая мощность печенгской толщи эффузивов и осадочных пород значительно меньше — около 4—4.5 км.

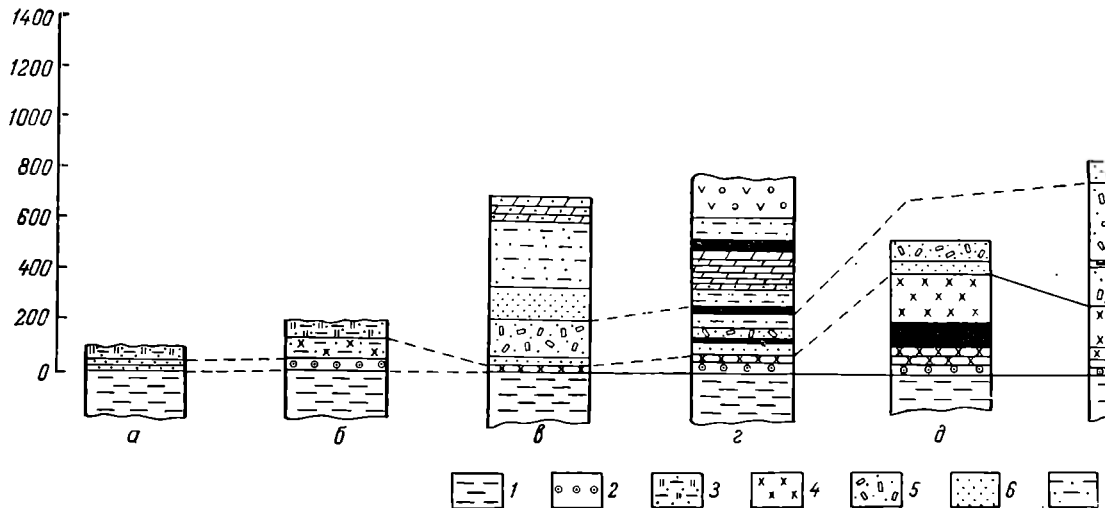


Рис. 3. Стратиграфические колонки Кей:

1 — гнейсы кейвской серии (гнейсы карелид); 2 — мусковит-гранатовые сланцы; 3 — силлиманитовые кварцфириблантами ставролита и кванита; 4 — кварциты; 5 — слюдяные сланцы и кварциты; 6 — метаморфизо с порфириблантами плагиоклаза; 7 — сланцы с порфириблантами ставролита и плагиоклаза. а — район горы Мальурта; б — тундра Кайнурта (Центральные Кейвы); в — тундра Игиурта; г — ру

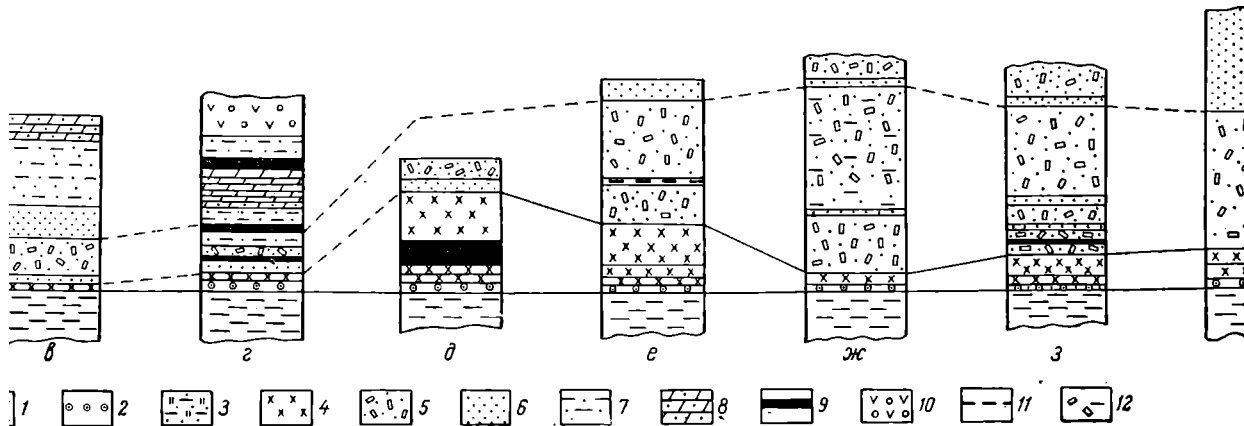
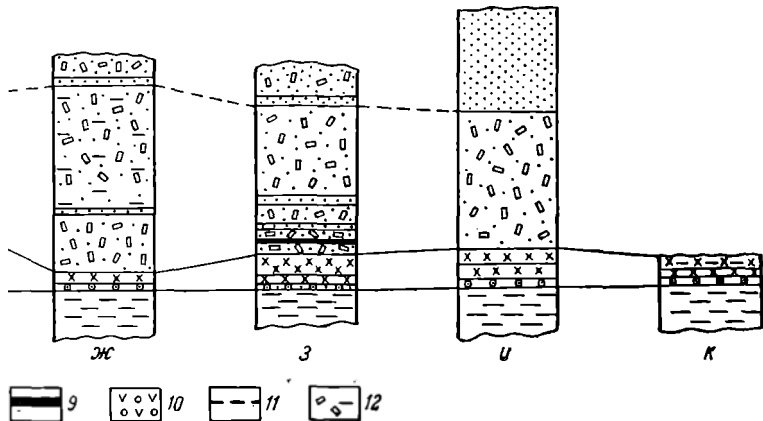


Рис. 3. Стратиграфические колонки Кейвской подзоны карелид.

2 — мусковит-гранатовые сланцы; 3 — силлиманитовые кварцевые сланцы с графитом; 4 — кианитовые сланцы; 5 — слюдистогидрофилиты; 6 — слюдистые сланцы и кварциты; 7 — амфиболиты; 8 — метаморфизованные песчаные доломиты; 9 — амфиболиты; 10 — метагаббро-порофировыми сланцами и кварцитами. а — район горы Туарвыд; б — р-н горы Лысой (Западные Кейвы); в и г — Серпийский район (Центральные Кейвы); ж — тундра Игиурта; з — ручей Волчий (р-н горы Манюк); u — р. Йоконьга; к — р. Ача.



ны карелид.

; графитом; 4 — кванитовые сланцы; 5 — слюдиисто-кварцевые сланцы с пористые доломиты; 9 — амфиболиты; 10 — метагаббро-амфиболиты; 11 — сланцы р-н горы Лысой (Западные Кейвы); *в и г* — Серповидный хребет; *д* — тундра р-н горы Манюк); *у* — р. Йоконьга; *к* — р. Ача.

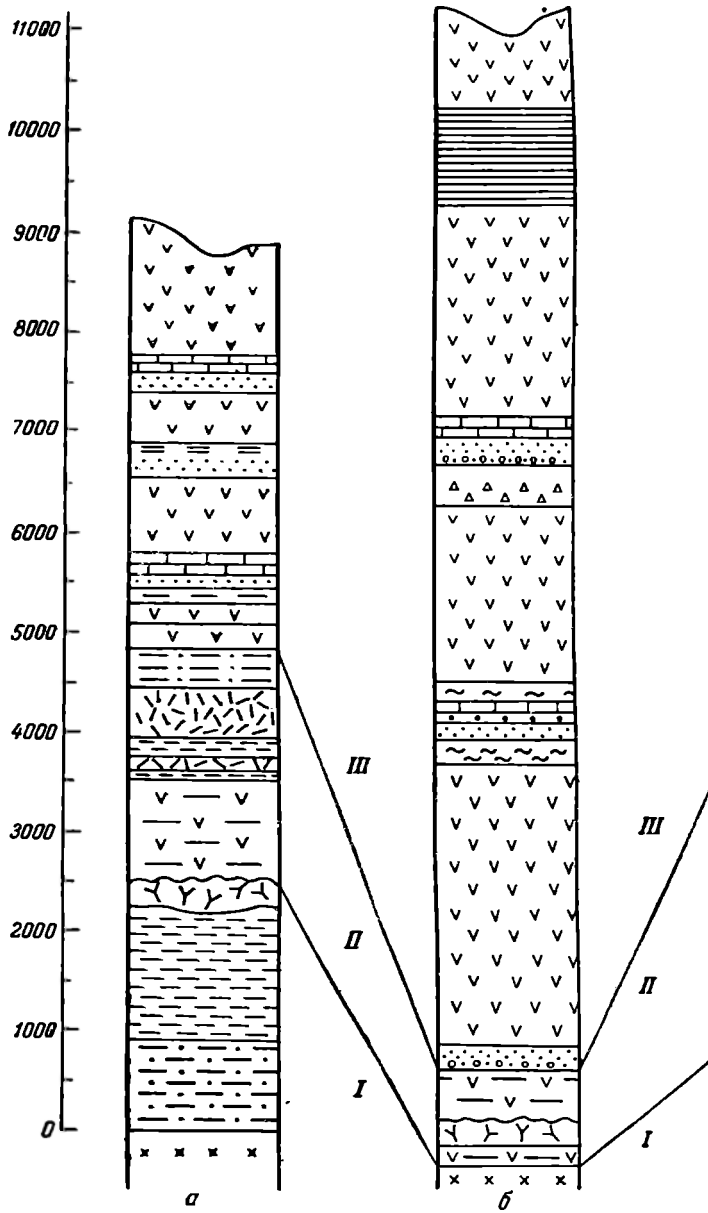


Рис. 4.

1 — гнейсы и гранито-гнейсы докарельского фундамента; 2 — базальты переслаивания биотитовых и амфиболовых сланцев (первично-туфоген хлоритовые, кварцево-биотитовые и графитовые сланцы; 14 — ставроли 18 — спилиты (метадиабазы печенгских разрезов, нерасчлененные); 19 (Филлиты); 23 — кварциты, переходящие в филлиты, частью карбона 28 — конгломерато-брекчии; 29 — туфы и агломератовые лавы; 30 — 33 — граниты и гранодиориты. а — южное обрамление Печенгских т) Варзуга—р. Кукша, разрез автохтона; е — р. Чапона, разрез южного

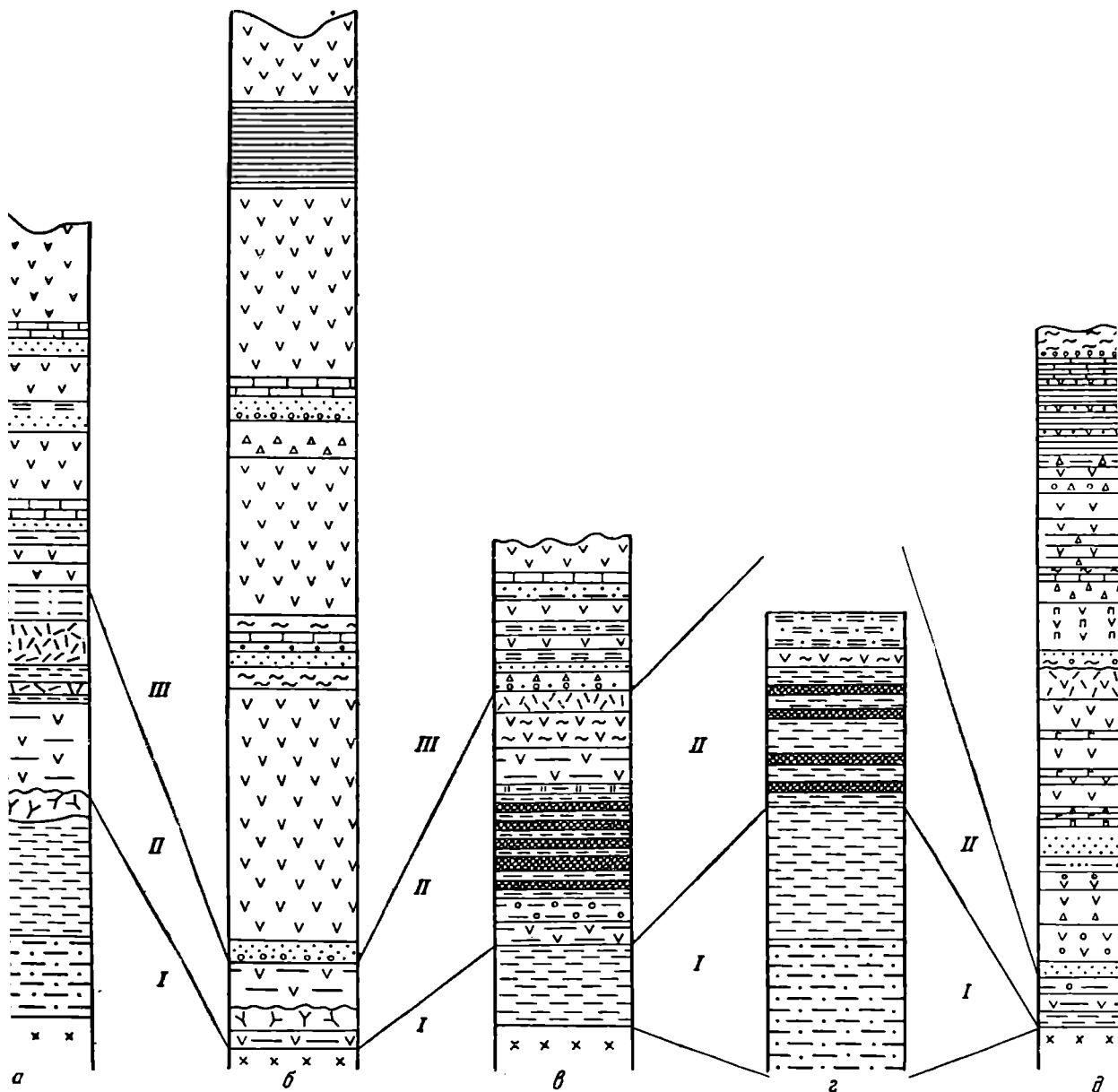
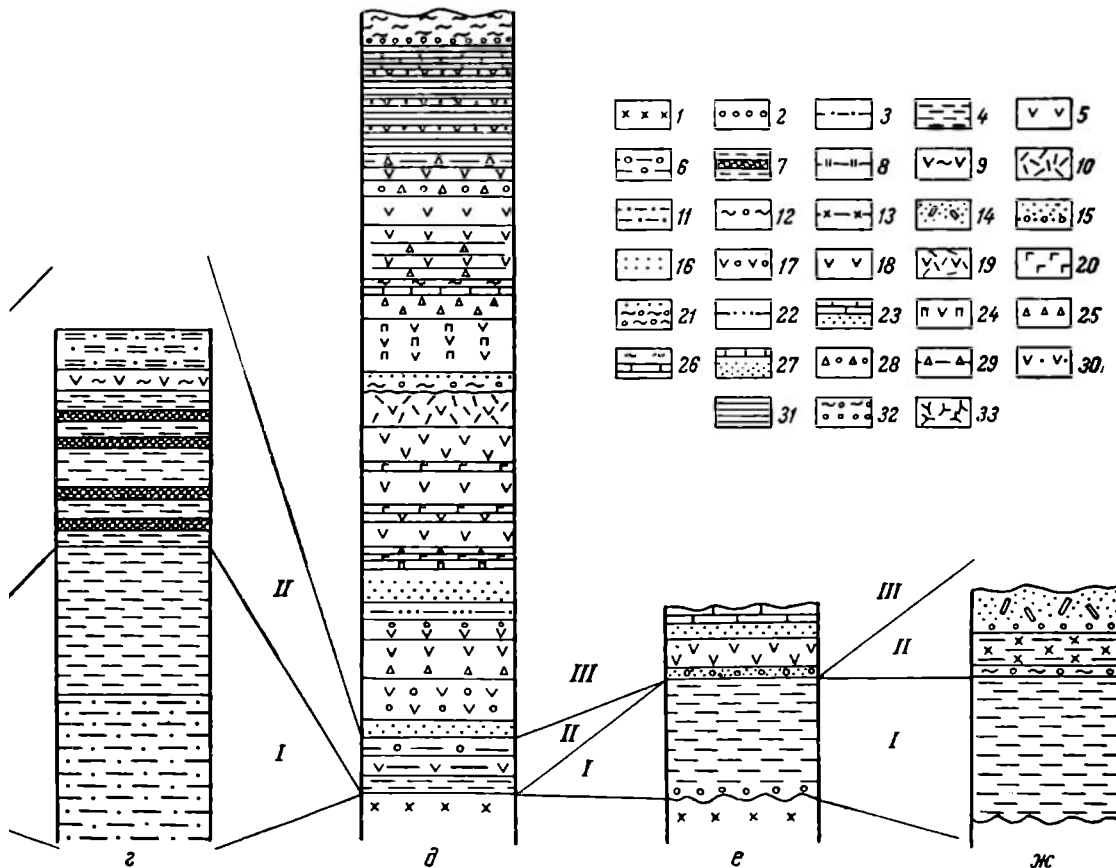


Рис. 4. Стратиграфические колонки Печенгско-Варзугской зоны каре

ито-гнейсы докарельского фундамента; 2 — базальные конгломераты; 3 — амфиболиты; 4 — гнейсы и сланцы карелид; 5 — слонитовых и амфиболовых сланцев (первично-туфогенно-осадочные); 8 — слюдяные сланцы и слюдястые песчаники; 9 — актин дево-биотитовые и графитовые сланцы; 14 — ставролитовые сланцы; 15 — полимиктовые конгломераты и аркозовые кварциты; габриазы печенгских разрезов, нерасчлененные); 19 — метапорфириты; 20 — силлы метадиабазов и габбро-диабазов; 21 — кварциты, переходящие в филлиты, частью карбонатные; 24 — пикрит-порфириты; 25 — вулканические брекчии; 26 — до-о-брекчии; 29 — туфы и агломератные лавы; 30 — метапорфириты; 31 — филлиты, туффиты и туфо-сланцы ритмично-слоист-ранодиориты. а — южное обрамление Печенгских тундр; б — Печенгская синклираль (северное крыло); в — оз. Имандра, та, разрез автохтона; г — р. Чапома, разрез южного крыла синклинали Имандра-Варзуга; ж — разрез через гряду Малые Я переходная толща; III — верхняя толща.



ложки Печенгско-Варзугской зоны карелиид.

юлиты; 4 — гнейсы и сланцы карелиид; 5 — сланцеватые амфиболиты; 6 — параамфиболиты и сланцы; 7 — толща
 ные сланцы и слюдястые песчаники; 9 — актинолитовые сланцы; 9 — кератофиры; 10 — кварцево-серцитовые,
 актовые конгломераты и аркозовые кварциты; 11 — кварцево-серцитовые; 11 — кварцево-серцитовые,
 аллы метадиабазов и габбро-диабазов; 21 — туфы и туфо-конгломераты; 22 — метаморфизованные аргиллиты
 иты; 25 — вулканические брекчи; 26 — доломиты, сланцы и туфы; 27 — доломиты (мраморы) и песчаники;
 иты, туффиты и туфо-сланцы ритмичнослоистые; 32 — серые и зеленые туффиты с конгломератом в основании;
 диналь (северное крыло); е — оз. Имандра, Кислая губа; г — р. Варзуга, разрез надвинутой чешуи; б — р.
 ра-Варзуга; ж — разрез через гряду Малые Кейвы. I — гнейсы и сланцы нижней толщи; II — промежуточно-
 ша; III — верхняя толща.

дочные породы — гнейсы нижней части разреза. Хотя в Кейвской подзоне имело место накопление исключительно богатых (до 40%) глиноземом углистых сиалитов, тем не менее эти толщи все же по положению в разрезе могут быть сопоставлены с генетически близкими слюдяными и другими сланцами соседней Имандра-Варзугской подзоны.

Накопление столь высокоглиноземистых и глиноземистых пород рассматриваемой части разреза могло осуществляться за счет размыва мощных кор, длительно развивавшегося каолиноподобного выветривания в новой физико-географической и климатической обстановке, в условиях равнинного рельефа и слабых тектонических движений.

Вместе с тем уже в это время в Имандра-Варзугской подзоне вулканические излияния метадиабазов и кератофиров проявлялись значительно более мощно и полно, чем в кейвской, и предшествовали более поздним грандиозным излияниям диабазовой магмы. Наиболее верхние части разрезом обеих подзон по характеру осадочных пород также весьма близки: и там и тут отлагались почти чистые кварцевые пески, в самых верхних частях разреза замещаемые карбонатными, частично рифоводорослевыми породами. В этом отношении обе подзоны характеризуются одинаковыми условиями осадконакопления, принципиально не отличающимися от предшествующего среднего этапа. Однако наряду с этим сходством имеется очень большое различие: в Печенгской и Имандра-Варзугской подзонах в это время весьма мощно проявлялся подводный вулканизм, почти полностью отсутствующий в Кейвской подзоне. В связи с этим там среди осадочных пород много вулканогенного материала, отсутствующего в Кейвской подзоне. По крайней мере три или четыре (а в Печенге пять) крупных пароксизмов вулканической деятельности, прерываемых осадконакоплением, характеризуют поздний этап развития южной подзоны. В течение каждого из них накапливались мощные толщи покровов лав и туфов, в общем близкого химического состава, отвечающего спилитам.

Близкий химический состав изливавшихся в течение длительного времени лав указывает на то, что в недрах происходила довольно быстрая генерация основной магмы и не осуществлялись процессы магматической дифференциации. Только в Печенгской структуре в заключительную фазу формирования эффузивов появляются более кислые члены — метаандезиты.

Обращает внимание то, что щелочно-известковый индекс для лав двух нижних толщ покровов достаточно высокий (60) и соответствует индексу основных лав, образующихся в орогенных условиях, что, как полагают, связано с участием вещества осадков в составе лав (Барт, 1956).

Таким образом, имеющиеся данные о составе и последовательности образования супракристалльных толщ в рассматриваемых подзонах позволяют выделить в каждой из них две формации:

- 1) нижнюю формацию гнейсов, образовавшихся за счет первичнообломочных, слабо дифференцированных, мощных толщ осадочных пород, накапливавшихся в условиях быстрого погружения областей седиментации;
- 2) верхнюю формацию высокодифференцированных первичноосадочных пород — продуктов переотложения древних кор выветривания, отлагавшуюся в медленно погружающихся бассейнах, отличавшихся восстановительной средой.

Вулканическая формация спилитов в своем главном развитии тесно связана с верхней формацией осадочных пород южной подзоны карелид. Генетические особенности этих формаций позволяют предполагать, что в первой половине периода развития карелид рассматриваемой Кольской зоны господствовали условия, свойственные подвижным поясам. Постепенно тектоническая активность спадала, и эти условия менялись. Происходило выравнивание рельефа окружающих областей суши и изменение

климата. Осадконакопление во второй половине приобрело характер, обычно свойственный менее подвижным областям, хотя по мощности осадков, их метаморфизму и складчатости и не имеющим ничего общего с обычными платформенными условиями. Этот особый переходный режим чрезвычайно характерен для второй половины периода развития карелид описываемой зоны.

Наиболее активный спилитовый вулканизм типично проявился только во второй половине развития карелид. Таким образом, карелиды, обычно рассматриваемые как типично геосинклинальные образования, имеют свои отличительные особенности, не позволяющие их сравнивать с послекембрийскими складчатыми поясами.

Кольские карелиды обычно рассматриваются как протерозойские образования, причем делались прежде и делаются теперь попытки расчленивать входящие в их состав толщи на нижне- и среднепротерозойские (если песчаники терской свиты относить к верхнему протерозою).

Новые геохронологические исследования Балтийского щита (Полканов и Герлинг, 1961) показали, что карелиды, рассматриваемые как протерозойские образования, занимают сравнительно небольшой временной интервал между рапакиви (1650 млн лет) и беломоридами (1900—2000 млн лет). Что касается грандиозного промежутка времени от 1650 млн лет до 600 млн лет, т. е. от рапакиви до кембрия, то, согласно новой геохронологической шкале Полканова и Герлинга, в нем укладываются более поздние геологические формации — готиды (1560—1120 млн лет) и рифейды (1080—660 млн лет).

Если эти несомненно докембрийские образования также считать протерозойскими, то очевидно, что карельские формации, наиболее ранние в этой группе, следует рассматривать как нижнепротерозойские.

Структура карелид восточной части Кольского п-ова

Карелиды восточной части Кольского п-ова на севере ограничены крупным Мурманским массивом гранитоидов архея, надвинутым на Кейвскую субзону по круто падающему на север разлому. На юге на зеленокаменный пояс имандра-варзуга надвинута Терская глыба гнейсов и гранито-гнейсов. Вследствие этого гнейсы и сланцы южного обрамления зеленокаменной полосы, составляющие (см. ниже) наиболее нижнюю часть разреза имандра-варзугской серии, частью имеют опрокинутое залегание, а частью (р. Варзуга) даже надвинуты на зеленокаменные породы в виде опрокинутой чешуи. Кроме этих главных нарушений, примерно в осевой части зеленокаменной полосы имеется субширотное нарушение, протягивающееся от оз. Имандра до горла Белого моря. По северному краю зеленокаменной полосы, на границе ее с гранито-гнейсовой Верхне-Понойской глыбой архея, проходит разлом, падающий также на юг. Эта глыба почти со всех сторон ограничена разломами. На простирании архейской глыбы располагается восточный Пурначский выступ фундамента. Пространство между этими глыбами фундамента занято гнейсами и сланцами гряды Малые Кейвы и крупным телом щелочных гранитов.

Внутренняя структура супракрустальных толщ карелид в краевых приразломных частях полностью сопряжена с направлением движения глыб фундамента: на северном краю Кейвской зоны породы падают на север, а складки опрокинуты на юг. Однако уже в южной части сланцевой гряды Больших Кейв складки прямые, не опрокинутые. В «проливе» между Верхне-Понойской и Пурначской глыбами фундамента на Малых Кейвах и в прилегающей к ним с юга полосе зеленокаменных пород наблюдается южное падение и опрокидывание складок на север. В прили-

бинско-умбинском участке полосы Имандра—Варзуга, в северной ее части, породы падают полого на юг, а в южной — или падают вертикально, или очень круто к северу. На всем остальном протяжении зеленокаменной полосы Имандра—Варзуга осадочные и вулканические породы монотонно

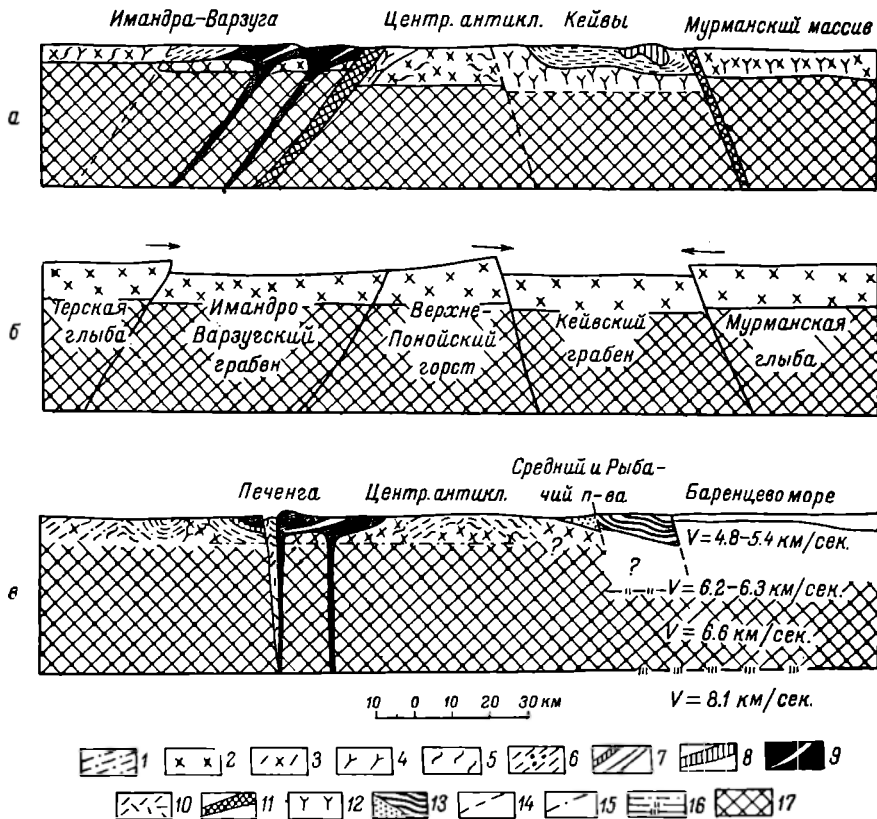


Рис. 5. Структура карелид Кольского п-ова.

а — структура карелид в зоне Имандра-Варзуга—Кейвы; *б* — принципиальная схема образования грабенов при боковом сжатии по типу рифтовых долин (изображена фаза наибольшего опускания по геофизическим и геологическим данным, стрелками показано направление сноса с поднимающихся глыб в грабены); *в* — структура карелид-рифленд в районе Печенги (по геологическим данным с учетом геофизических наблюдений). Используются предварительные отчетные данные Западного геологического треста по глубинному сейсмическому зондированию (И. В. Литвищенко и др.). 1 — гнейсы; 2 — граниты, граптодиориты; 3 — гранитогнейсы; 4 — микроклинитовые граниты; 5 — мигматиты; 6 — гнейсы карелид; 7а — кварциты карелид; 7б — аргиллиты карелид; 8 — высокоглиноземистые сланцы кейв; 9 — эффузивы (спилиты) с пачками осадочных пород; 10 — метангидраты Печенги; 11 — основные глубинные породы; 12 — щелочные граниты; 13а — кварциты и сланцы Среднего п-ова; 13б — филлиты и глинистые сланцы Рыбачьего п-ова; 14 — глибинные, длительно развивающиеся разломы; 15 — разломы в пределах верхней зоны земной коры; 16 — поверхности раздела по предварительным сейсмическим данным; 17 — нижняя часть земной коры, где прослеживаются скорости упругих колебаний, обычно характеризующие «базальт» (в разрезе «бв» этот слой показан по аналогии с Печенгским и Кемь-Ухтинским профилем (ГСЗ).

падают к югу, а мелкие складки в них опрокинуты на север. Только в самой восточной части полосы, в районе верховья р. Чапомы, развиты куполовидные структуры, в которых наблюдается более или менее спокойное залегание пород в виде прямых, неопрокинутых складок.

Очевидно, что движение вещества при складкообразовании зависело не только от направления перемещения главных Мурманской и Терской (Беломорской) глыб архея, но и в значительной мере обуславливалось резистентными глыбами внутри пояса карелид и его южного обрамления.

Глыбы докарельского фундамента, располагающиеся между Кейвами и полосой Имандра—Варзуга, создавали упорыдвигающимся при складкообразовании массам с севера и юга, и там, где они отсутствовали, например в «проливе» у Малых Кейв, преобладало «сквозное» южное движение, только отчасти ограниченное на юге Стрельнинской глыбой. Что касается восточной и западной частей зеленокаменной полосы, то здесь вследствие наличия перекрытых гнейсами карелид эллипсоидально-куполовидных глыб фундамента, располагающихся по южному краю зеленокаменной полосы (Ингозерской на западе и Стрельнинской, Чапомской и Пулонгской на востоке) возник южный, Варзугский «пролив», в который и устремились массы первичноосадочных пород, надвинувшиеся на зеленокаменные породы Имандра—Варзуги с юга. Такое эшелонированно-кулисное расположение глыб фундамента между Кейвской и Имандра-Варзугской подзонами карелид определило тип тектоники обеих подзон: преобладающее движение масс в северной Кейвской подзоне на юг и преобладающее движение масс на север — в южной подзоне. Главными определяющими структурами карелид все же являются крупные массивы докарельского фундамента, между которыми в системе субширотных грабенов располагаются кольские карелиды.

Границы этих грабенов намечены поясами смещений и милонитизации, частично выполненными наиболее ранними карельскими основными глубинными породами и послескладчатыми щелочными гранитами.

Северная подзона карелид располагается в Кейвском грабене, южная — в Имандра-Варзугском (см. рис. 5, а). Расчеты гравиметровых данных позволяют считать, что первоначальная глубина опускания грабенов была не менее 1.5—2.0 км.

Эти грабены отчасти напоминают рифтовые долины. Если принять, что толщина земной коры здесь 35—40 км (см. ниже), то возникающие при боковом сжатии расколы, ограничивающие рифтовые долины, согласно расчетам Белларда (Холмс, 1946), должны располагаться примерно на расстоянии 60—65 км от первоначального раскола. В действительности современная, по-видимому сокращенная при последующем надвигании на юг Мурманского массива, ширина Кейвской подзоны карелид составляет 50—55 км, а Имандра-Варзугской — 55—60 км.

Следует заметить, что имеющиеся геологические данные позволяют считать, что по крайней мере Мурманский массив в течение карельского и более позднего времени испытывал неоднократные повторные движения по старым расколам. На самом раннем этапе формирования грабенов толщи первичноосадочных полимиктовых пород возникали при энергичном размыве поднимающихся частей фундамента и накапливались в прилегающих грабенах (рис. 5, б). Позднее на выравненных эрозией этих же площадях фундамента развивались коры выветривания, перетложенные затем в виде высокодифференцированных осадочных пород в соседних грабенах.

Вулканизм проявился в большом масштабе только в южной подзоне карелид. Судя по обилию туфового и пирокластического материала, наряду с трещинными вулканами имели место вулканы центрального типа, располагавшиеся цепочкой вдоль главных зон нарушений в земной коре.

С несколько более поздними карельскими движениями Мурманского массива, по-видимому, связано и складкообразование в Кейвском грабене. Последние докайнозойские движения относятся к рифейскому времени, когда дайки габбро-диабазов этого возраста оказались будинированными в поясе милонитов южного края этого массива.

К главным тектоническим линиям, проходящим в фундаменте, приурочены глубинные породы различного возраста: карельские габбро и габбро-

анортозиты, габбро-пироксенит-перидотиты и серпентиниты, щелочные граниты; рифейские интрузии никеленосных габбро-норитов-пироксенитов-перидотитов; каледонские интрузии ультраосновных и щелочных пород и, наконец, герцинские интрузии нефелиновых сиенитов.

Важно подчеркнуть, что только карельские основные и частью ультраосновные породы принимали участие в деформациях, связанных со складкообразованием, так как они не только испытали сингенетическую гравитационно-кинетическую дифференциацию, но и подверглись последующему рассланцеванию и милонитизации. Все более поздние глубинные породы не принимали участия в деформациях, одновременных со складкообразованием, так как их внедрение происходило или позднее карельских складчатых движений (щелочные граниты), или в еще более позднее время, когда карелиды вступили в платформенную стадию развития.

Среди глубинных пород карелид, кроме габбро, габбро-анортозитов и частично габбро-норитов, обычно приуроченных к разломам, ограничивающим грабены, особое место принадлежит щелочным гранитам и частью сиенитам. Они весьма широко распространены в Кейвской подзоне карелид, где ими сложены обширные площади. В южной Имандра-Варзугской подзоне граниты развиты среди основных эффузивов в виде сравнительно малых лаколитоподобных тел. Детальное геологическое картирование щелочных гранитов в Кейвах с несомненностью установило, что они образовались после процессов складчатости и регионального метаморфизма (Харитонов, 1959). В метасоматически измененных гнейсах и щелочных гранитах автор наблюдал дайковые тела габбро-амфиболитов и амфиболитов, пересекающих их гнейсовую текстуру. Вместе с тем породы этих даек сами изменены щелочными гранитами.

Все эти геологические наблюдения наряду с петрографическими данными, говорящими о широком проявлении после регионального метаморфизма и складчатости щелочного метасоматоза, позволяют придавать большую роль этим процессам в образовании щелочных гранитов Кейв.

Столь продолжительный период магматического развития, происходившего в зоне кольских карелид (1850—300 млн лет), далеко не полно документирован осадочными породами этого обширного временного интервала от карельского до верхнедевонского времени. Кроме собственно карельских супракрустальных пород, только полого лежащие красные песчаники терской свиты эокембрийского или рифейского возраста в горле Белого моря и на Терском берегу и ксенолиты верхнедевонских наземных осадочно-вулканогенных пород в Ловозерском массиве являются свидетельствами осадочных пород достаточно мощных, поскольку на современной поверхности эродированных карелид обнажаются глубинные породы — лаколиты, штоки и субвулканы послекарельского возраста.

Особенности глубинного строения докарельского гранитного фундамента карелид

Сейсмические исследования, проведенные по инициативе Э. Э. Фотиади и автора данной статьи в Северной Карелии, а позднее на Кольском п-ове (Литвиненко и др., 1960) для Балтийского щита выявили интересные особенности строения земной коры в пределах карелид, беломорид и рифеид, позволяющие подойти к решению некоторых важных геологических вопросов. Выяснилось, что строение земной коры в Северной Карелии и на Кольском п-ове, в его наиболее северо-западной части, существенно различно.

В Северной Карелии, в профиле Кемь—Ухта, пересекающем с востока на запад беломориды и карелиды, методом глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) выявлено несколько границ раздела.

Поверхность на глубине 10—15 км принимается за границу раздела между «базальтовым» и «гранитным» слоями земной коры. Весьма надежная граница раздела отмечается на глубине 35—38 км, где $v=8.1$ км/сек., и она рассматривается как нижняя поверхность земной коры (граница Мохоровичича). По имеющимся предварительным данным, для Кольского п-ова на профиле, пройденном от Печенги до Баренцева моря (с захватом прибрежной зоны), выявлено следующее.¹ В пределах континентальной части профиля на глубине 5—7 км прослеживается сейсмический горизонт с меняющейся скоростью порядка 6.6—6.8 км/сек., сопоставляемый с кровлей базальтового слоя. В морской части профиля горизонт со скоростью 6.6 км/сек. установлен на глубине около 20—22 км. Кроме того, в этой же части профиля выявлен сейсмический горизонт со скоростью 6.2—6.3 км/сек. на глубине 8—10 км. Поверхность Мохоровичича всюду прослеживается на глубине около 38—40 км. Имеющиеся данные по структуре земной коры в Кемь-Ухтинском (Карельском) и Печенгском профилях, таким образом, различны, хотя поверхность Мохоровичича и там и тут в общем находится в пределах 35—37 и 38—40 км.

Таким образом, можно говорить о различном строении земной коры в пределах карелид-беломорид Северной Карелии и Кольского п-ова.

Данные глубинного сейсмического зондирования в сочетании с комплексом других геофизических и прежде всего гравиметрических исследований, осуществленных в последнее время Западным геофизическим трестом, позволяют значительно уточнить структуру этой части кольских карелид. Так, например, выяснилось, что вертикальная мощность всей толщи эффузивов и осадочных пород Печенги, согласно расчетам гравиметровых данных и ВЭЗов, выполненных Л. Е. Шустовой и Р. Я. Цирульниковой (1963), составляет всего около 3—4 км вместо предполагавшихся значительно более мощных толщ, приблизительно определенных по геологическим наблюдениям в 8—10 и даже более километров.

Схематический профиль земной коры, построенный автором с учетом этих данных, изображен на рис. 5, в.

Гранитный слой, показанный в северной части профиля, является реально существующим и состоит из гнейсов с плотностью 2.7—2.74 г/см³, мигматитов с плотностью 2.65 г/см³ и гранитов с плотностью 2.62—2.68 г/см³. Средняя плотность этих пород близка к плотности гранитного слоя, принимаемой сейсмологами в 2.67 г/см³.

В пределах восточной части кольских карелид пока нет надежных сейсмических данных о строении земной коры. Если исходить из общих особенностей геологического строения Печенги и Имандра-Варзуги, составляющих части одной подзоны карелид, то сейсмические данные по Печенге по крайней мере приложимы к южной подзоне кольских карелид. Для северной подзоны, учитывая, что мощность гранитного слоя к северу от Печенги все же увеличивается, можно пока условно принять несколько большую мощность гранитного слоя, тем более что на это указывает обработка (Панасенко, 1960) данных землетрясений. Учитывая это, можно построить схематичный профиль земной коры в восточной части Кольского п-ова (рис. 5, а).

Одной из интересных проблем, возникших после сейсмозондирования в Печенгском профиле, является вопрос о том, каков реальный вещественный состав земной коры под толщей печенгских эффузивов, имеющих среднюю плотность 2.97 г/см³ (с учетом осадочных пород), так как уже упоминалось, что под ними начинается среда со скоростью упругих колебаний

¹ Доклад И. В. Литвиненко, прочитанный им осенью 1961 г. в Северо-Западном геологическом управлении.

6.6—6.9 км/сек. Как известно, такие скорости обычно характеризуют «базальтовый слой» земной коры с плотностью 2.9 г/см³.

Учет имеющихся значений гравитационного поля и мощности эффузивов дает основание Л. Е. Шустовой, Р. Я. Цирульниковой и Г. А. Поротовой (1963) считать, что под эффузивной толщей Печенги должны находиться массы пород с плотностью несколько больше 2.67 г/см³, толщиной около 3 км. Вещественный состав этого прослоя неизвестен. Предполагается, что это измененный гранит.

С геологической точки зрения особого внимания заслуживают данные о строении и составе собственно «гранитного» слоя.

Как известно, геофизические исследования Ю. Н. Година (1958) и Э. Э. Фотиади (1958), произведенные на Русской платформе, выявили в составе гранитного слоя поверхность раздела и более нижнюю уплотненную часть.

Э. Э. Фотиади объясняет эту более плотную среду развитием в ней пород высоких степеней метаморфизма и внедрением масс основных пород и полагает, что средняя плотность пород, расположенных в интервале между указанной границей и подошвой земной коры, равна 2.85 г/см³. Как уже отмечалось, в Карелии, в Кемь-Ухтинском профиле ГСЗ, внутри «гранитного» слоя на глубине 5—7 км отмечается поверхность раздела со скоростью 6.4 км/сек.

По расчетам И. Г. Клушина (1961), для указанного разреза слои со скоростью упругих колебаний 6.4 км/сек. могут иметь плотность около 2.80 г/см³. В Баренцевом море в северной части Печенгского профиля ГСЗ, где «гранитный» слой достигает мощности 20—22 км на глубине 8—10 км, как уже отмечалось выше, наблюдаются скорости 6.2—6.3 км/сек., что, по графику Клушина (1961), может отвечать среде с плотностью около 2.75—2.76 г/см³. Обнажающиеся на поверхности породы «гранитного» слоя имеют плотность от 2.62 до 2.72 г/см³.

Для объяснения появления в нижней части «гранитного» слоя более плотных сред в отмеченных выше случаях нужно иметь в виду, что наиболее близкие к ним по плотности глубокометаморфизованные породы известны как породы гранулитовой фации метаморфизма. Исследование их плотности, произведенное Л. Е. Шустовой на образцах из западной части Кольского п-ова, показало, что так называемые кислые гранулиты, являющиеся, согласно Эскола (Eskola, 1952), глубоко метаморфизованными песчаными и глинистыми породами, имеют среднюю плотность 2.82 г/см³.

Основные гранулиты — метаморфические эквиваленты первично изверженных пород среднего и основного состава (гиперстенные гнейсо-диориты, нориты и чарнокиты) имеют среднюю плотность 2.88 г/см³. Следует при этом заметить, что обычные гнейсы с плотностью 2.7—2.72 г/см³ (а в зонах мигматизации с плотностью 2.66 г/см³) постепенно переходят в гнейсы-гранулиты.

Как известно, гранулиты характеризуются минеральными ассоциациями, лишенными воды или бедными водой: вместо слюд и роговых обманок при высоких температурах и давлениях образуются кианит (силлиманит), микроклин, диопсид, гиперстен и гранат пироп-альмандинового состава.

Можно предполагать, что рассчитанные по скоростям упругих колебаний с помощью графика И. Г. Клушина плотности 2.78 г/см³ в Карельском и 2.76—2.86 г/см³ в Кольском профилях для нижней части «гранитного» слоя, так же как и плотности 2.80 г/см³ для нижней части «гранитного» слоя Русской платформы, могут отвечать различным переходным породам от обычных гнейсов до пород типа кислых и даже основных гранулитов. Отсюда вероятно также предположение о том, что в нижней ча-

сти «гранитного» слоя могут иметь место термодинамические условия, отвечающие таковым гранулитовой зоны метаморфизма (область особых фаций метаморфизма, обусловленных давлением, согласно схеме Борхерта — Borchert, 1962). Таким образом, имеющиеся геофизические данные относительно структуры так называемого «гранитного» слоя могут быть истолкованы как обусловленные термодинамическими условиями, приводившими к возникновению различных минеральных фаций.

Выше отмечалось также, что в Печенгском профиле ГСЗ, в его континентальной части, мощность «гранитного» слоя всего 5—7 км. Ниже нижней поверхности этого слоя прослеживаются скорости, типичные для «базальта». Если в прибрежной части профиля, в области развития эокембрийских толщ и гранито-гнейсовой формации архея «гранитный» слой толщиной в 5—7 км является все же реальностью, то под мощными многокилометровыми эффузивными толщами Печенги, где также прослеживается упомянутая поверхность раздела, существование даже такого маломощного гранитного слоя, согласно данным ГСЗ, ставится под сомнение, так как супракрустальная печенгская серия может полностью перекрывать интервал 5—7 км.

Как представляется, для понимания особенностей структуры земной коры под Печенгой могли бы быть привлечены некоторые новые данные Л. П. Бондаренко (1960, 1962) в одном из участков Центрально-Кольского антиклинория. Упомянутые исследования на площади, по своему структурному положению находящейся в составе докарельского фундамента, омоложенного в карельское время, позволили выделить здесь породы гранулитовой фации метаморфизма. Л. П. Бондаренко показала, что здесь в карельское время в результате повторного метаморфизма самых разнообразных пород докарельского фундамента образовались ассоциации минералов, свойственные гранулитовой фации метаморфизма. В условиях прогрессивного метаморфизма, при переходе пород амфиболитовой фации метаморфизма в породы гранулитовой фации в гнейсах, достаточно богатых глиноземом, возникают своеобразные метасоматические гранитоиды. Для них, кроме микроклина (мезостатического и порфиробластового), плагиоклаза, кварца (нескольких генераций), биотита (частью являющегося реликтовым минералом гнейсов, частью замещающего гиперстен и, наконец, гранат), характерно присутствие пироп-альмадинового граната, сходного с гранатами в гнейсах, силлиманита, андалузита и кордиерита.

Процесс гранитообразования происходит в условиях несколько более низких температур гранулитовой фации метаморфизма, и гранитоиды возникают в виде жильных образований в послонных мигматитах при калиево-кремниевом метасоматозе.

Таким образом, эти исследования ставят вопрос о возможном генерировании гранитоидов в особых условиях гранулитовой фации метаморфизма.

По мнению автора данной статьи, такой метаморфический процесс в конечном счете может привести к удалению легких щелочно-кремниевых гранитообразующих компонентов. В остатках пестрого по составу пород фундамента, как известно, включающего также достаточно большое количество фемических компонентов, в условиях гранулитовой фации метаморфизма могли образоваться породы, по составу и плотности близкие к основному гранулитам. Эти остаточные породы по своей плотности и по скорости упругих колебаний могут отвечать «базальту» и таким образом представлять собой переработанный при метаморфизме маломощный гранитный слой, не отличающийся при сейсмозондировании, в частности под печенгской супракрустальной толщей, от нижележащего «базальта».¹

¹ Расчеты плотности «базальта» на Карельском профиле, произведенные И. Г. Клушиным (1961), дали 2.88 г/см³.

Изложенное представление о переработке при метаморфизме гранитного слоя несколько сходно с идеей Борхерта (Borchert, 1962), согласно которой выплавление и вынос в верхние части земной коры лейкократового материала из кристаллических сланцев катазоны в орогенных областях на глубинах 20—25 км приводит к появлению границы Конрада. Эта граница, как считает Борхерт, в зависимости от количества остаточных габброидного состава компонентов или хорошо фиксируется, или даже совсем исчезает.

Естественно, возникает вопрос, где происходит переотложение выносимых при метаморфизме щелочно-кремнистых компонентов. Геологические наблюдения в западной части Кольского п-ова, в зонах развития гранулитовых пород, показывают, что в краевых частях синклинорных структур и в их ядрах появляются щелочные метасоматические граниты, микроклиновые пегматиты и мигматиты.

Эти же процессы имеют место и во внешних частях Центрально-Кольского антиклинория, где Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский (1960) установили широкое развитие щелочных сиенит-мигматитов, прежде карпированных как щелочные граниты.

В заключение отметим, что рассмотренные в настоящей статье некоторые общие вопросы геологии кольских карелид, отчасти напоминающих геосинклинальные образования, могут иметь значение для расшифровки генезиса подвижных поясов более позднего времени.

Именно на площадях докембрийских щитов лучше всего можно познать природу, характер деформаций, магматизма и гранитообразования, происходящих в глубоких частях этих зон, обычно скрытых в более поздних геосинклинальных системах и недоступных для изучения.

В настоящей статье автор, кроме личных материалов, использовал новые данные товарищей по работе — геологов и геофизиков Северо-Западного геологического управления и Западного геофизического треста. Особенно интересными оказались новые детальные исследования Л. Н. Потрубович, Л. И. Ивановой, Н. А. Островской, Е. В. Тавастшерн, Е. Д. Чалых и других в полосе Имандра—Варзуга, позволившие составить обоснованный стратиграфический разрез, и геофизические исследования, произведенные коллективом Западного геофизического треста (И. Н. Литвиненко, Л. Е. Шустова, Р. Я. Цирульникова, С. С. Шкарбатов, Г. А. Поротова и др.). Всем перечисленным лицам, предоставившим возможность познакомиться с новыми данными, автор приносит искреннюю благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. Пер. с англ. ИЛ, 1956.
- Бондаренко Л. П. Гранулитовая фация района Чудзьярв. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Бондаренко Л. П. и В. Б. Дагелайский. Породы серии сиенитмигматитов района Поркозеро и оз. Репьявр (Кольский полуостров). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Бондаренко Л. П. Супракрустальный комплекс верхнего катархья, интрузивные комплексы верхнего катархья. В сб.: Граниты Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1962.
- Годин Ю. Н. Комплексные региональные геофизические исследования юго-востока Русской платформы. Геология нефти, № 5, 1958.
- Клушин И. Г. Методы совместной интерпретации геофизических данных с целью изучения плотности глубинных слоев земной коры. Геология и геофизика, Изд. Сиб. отд. АН СССР, № 11, 1961.
- Литвиненко И. В., Ю. Н. Грачев, М. Я. Дехнич, К. А. Некрасова, А. В. Сосновская. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 2, Изд. АН СССР, 1960.

- П а н а с е н к о Г. Д. Структура земной коры Кольского полуострова по сейсмическим данным. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунаро. геол. конгр., пробл. 2, Изд. АН СССР, 1960.
- П о л к а н о в А. А., Э. К. Г е р л и н г. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Ф о т н а д и Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Гостоптехиздат, 1958.
- Х а р и т о н о в Л. Я. О явлениях щелочного метасоматоза в параgneйсах Центрального водораздела Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 291, 1960.
- Х о л м с А. Основы физической геологии. ИЛ, 1946.
- Ш у с т о в а Л. Я., Р. Я. Цырюльников и Г. А. Порогова. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XVI, вып. 2, 1963.
- B o r c h e r t H. Chemismus und Petrologie der Erdschollen sowie die Entstehung und Ausgestaltung der wichtigsten Diskontinuitäten der Erdkruste N. Jahrbuch f. Mineralogie. Monats Häfte, № 7, 8, 1962.
- E s k o l a P. On the granulites of Lapland. Am. J. Sci., Bowen vol., 1952.
- M e r i l a i n e n K. Granulitti muodostumasta Inarissa. Geologi, № 6, 1959.

К. А. Шуркин

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЛКИХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ГНЕЙСАХ И МИГМАТИТАХ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРУКТУРНОГО КАРТИРОВАНИЯ

(НА ПРИМЕРЕ АРХЕЯ БЕЛОМОРЬЯ)

1. Одной из характерных структурных черт ультраметаморфических комплексов является складчатость с амплитудой и размахом крыльев от 1—2 см до нескольких метров и первых десятков метров, обычно оставляемая почти без внимания при детальном геологическом картировании.

Такая складчатость часто затушевывает в обнажениях истинное залегание пород, в результате чего в основу построения геологических карт берутся азимуты и углы их в и д и м о г о залегания, что в итоге приводит к неверным тектоническим и стратиграфическим построениям. Во избежание таких недоразумений геолог-съемщик должен отчетливо понимать особенности морфологии и происхождения мелкой складчатости, свойственной гнейсам и мигматитам, и уметь воспользоваться ею для расшифровки строения крупных структур, подобно тому как это делается при структурной съемке интрузивных тел с помощью наблюдений над текстурами течения и протоматматической трещиноватостью.

Настоящая статья, основывающаяся на опыте изучения тектоники беломорского комплекса гнейсов и мигматитов,¹ содержит некоторые новые сведения о мелкой складчатости, помимо общеизвестных из руководств по структурной геологии (Ажгирей, 1956; Белоусов, 1961; Биллингс, 1949; де Ситтер, Quirke a. Lacy, 1941) и методике картирования метаморфических толщ (Методическое руководство. . ., 1957).

2. Беломорский комплекс — серия верхнеархейских (1850—2000 млн лет) метаморфических пород — представляет мощную (около 10 км) толщу геосинклинальных образований пестрого исходного литологического состава (песчаники, сланцы, мергели, вулканиты), претерпевшую длитель-

¹ Эти исследования производились в процессе разработки темы «Геология и минералогия пегматитов архея Северной Карелии» сотрудниками ЛАГЕД АН СССР в 1951—1959 гг. (Шуркин и др., 1962). Вопросами тектоники, кроме автора статьи, занимались (с 1956 г.) также Н. В. Горлов и В. Л. Дук.

ный и сложный метаморфизм. В результате регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (мигматизация, гранитизация) эта толща была преобразована в разнообразные гнейсы (биотитовые, эпидото-биотитовые, гранато-биотитовые, частью кианит-, ставролит-, кордиерит- и силлиманитсодержащие, двуслюдяные, амфиболовые и др.), пара- и ортоамфиболиты (гранатовые, полевошпатовые, диопсидовые, эпидотовые, скаполитовые и др.), наконец, морфологически очень разнообразные мигматиты (послойные, брекчиевидные, порфиробластические, теневые и др.), гнейсограниты и анатектиты.

Опуская описание общей структуры и истории формирования беломорид (Горлов, 1960а; Горлов, 1960б; Макиевский, 1959; Методическое руководство. . ., 1957; Шуркин, 1960 и др.), отметим в качестве главных черт крупномасштабной тектоники беломорского комплекса отсутствие сжатых линейных складок, широкое распространение структур изометрической формы, преобладание дисгармоничных складок, составляющих сложную систему поперечной складчатости с северо-западным и северо-восточным простиранием отдельных складок и в большинстве с опрокинутыми (соответственно на юго-запад и юго-восток) осевыми плоскостями и изогнутыми шарнирами.

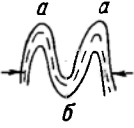
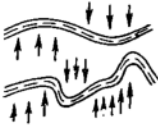
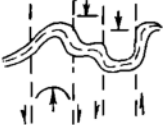

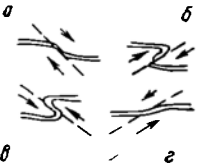

Исключительно характерны для беломорского комплекса малые структурные формы, развитые на фоне крупных складок, а именно: будинаж, кливаж, трещиноватость, брекчирование, линейность механического и кристаллизационного происхождения, структуры течения, мелкая складчатость разного типа и др. Некоторые из этих структурных форм являлись объектами специальных исследований (Горлов, 1960б; Сорский, 1952; Судовиков, 1955; Судовиков, 1957; Шуркин, 1957; Шуркин и др., 1962). Формированию малых структур способствовало присутствие в гнейсах в период тектогенеза жидкой фазы, образовавшейся в результате селективного плавления пород и неравномерно в них распределенной. Благодаря этому мигматизированный комплекс гнейсов приобрел большую механическую гетерогенность и одновременно в целом высокую пластичность, способность к ламинарным движениям, дифференциальному послойному скольжению с межпластовым течением высокомобильного жильного материала и с относительным перемещением жестких фрагментов в пластичной массе мигматитов.

3. Мелкие складки, рассматриваемые в настоящей статье, развиты в беломорских гнейсах и мигматитах исключительно широко. Здесь отмечаются многочисленные морфологические типы мелких складок: симметричные и асимметричные — с разным наклоном осевых плоскостей относительно напластования пород; опрокинутые, лежащие, перевернутые или ныряющие складки с изогнутыми осевыми плоскостями и шарнирами; изоклиналильные складки с горизонтальным, наклонным и вертикальным положением шарниров и крыльев; веерообразные, диапировые, куполовидные и чашеобразные складки, складчатые структуры течения различного рисунка. Часто складчатость в мигматизированных гнейсах сопровождается блокированием жестких пластов амфиболов (табл. I, 1) и разрывами крыльев (табл. I, 2) и также — почти постоянно — внутрипослойным перераспределением — течением лейкократового материала из крыльев в раздутые замки (табл. I, 3). Нередко устанавливается, что мелкая складчатость, возникающая в результате нагнетания в одних участках, одновременна с растяжением (будинаж) в соседних пластах (табл. I, 4), т. е. формируется в результате общей «тектонической переупаковки» пород.

Главной особенностью мелких складок всех морфологических типов, как это хорошо видно на многих фотографиях (табл. I—IV), является их **д и с г а р м о н и ч н о с т ь**.

Классификация мелких складчатых деформаций,
(на примере архей Беломорья).

Тип	Генетические типы элементарных складок	Характер процесса складкообразования	Главные морфологические типы и разновидности складок
I	Складки сжатия.	Продольный изгиб пласта со скольжением по слоистости под влиянием противоположно направленных сил, действующих в плоскости пласта.	Антиклиналь (а). Синклиналь (б).
II	Складки изгиба.	Поперечный изгиб пласта под действием перпендикулярно ориентированного к напластованию одностороннего давления.	1. Складки дифференцированного изгиба: 1) волнообразная, 2) асимметричная. 2. Коленчатая складка изгиба.
III	Складки волочения.	Продольный изгиб пласта с волочением прилегающих слоев под действием пары сил, не лежащих в одной плоскости, но расположенных в плоскости напластования пород.	Нормальные складки (1): правая (а), левая (б). Обратные (2): правая (а), левая (б).
IV	Складки флексурные.	Поперечный изгиб пласта при разрыве или сильном его растяжении в направлении смещения прилегающего блока пород, вызванного действием пары сил (скалывание), не лежащих в плоскости деформируемого пласта.	Собственно флексурная складка: 1) зигзагообразная правая (б) и левая (а). 2) ступенчатая правая (а) и левая (з), 3) чешуйчато-флексурная структура правого и левого скольжения.

Принципиальная схема строения	Группы мелких складок в гнейсах и мигматитах	Примеры
	<p>Складчатая структура:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) параллельная, 2) подобная, 3) изоклиальная, 4) веерообразная (в мигматитах), 5) дисгармоничного смятия. 	<p>Табл. I, 5. Табл. I, 6.</p>
	<p>Волнистая складчатость.</p>	
	<p>Некоторые типы мигматитовых складок.</p>	<p>Табл. II, 1.</p>
	<p>Складчатость волочения:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) подобная, 2) дисгармоничная, 3) набегающая, 4) складчатая муллион-структура. 	<p>Табл. II, 2. Табл. II, 3. Табл. II, 4.</p>
	<p>Единичные флексурные складки или небольшие группы складок.</p>	
	<p>Чешуйчато-флексурные структуры: зигзагообразные (а), ступенчатые (б).</p>	<p>Табл. I, 2.</p>

Тип	Генетические типы элементарных складок	Характер процесса складкообразования	Главные морфологические типы и разновидности складок
V	Складки скольжения.	Дифференциальное скольжение (с одновременной перекристаллизацией минеральных зерен) по секущим слою плоско-стям кливажа, возникшего под влиянием бокового давления (кливаж скольжения) или пары сил (кливаж скалывания).	Складки скольжения: 1) прямая (кливаж скольжения), 2) наклонная (кливаж скалывания).
VI	Складки межпластового нагнетания.	Неравномерный изгиб пород под динамическим воздействием высокоэластичного материала, испытывающего внутрислойное перераспределение—течение в результате локального изменения давления в толще пород при тектонических движениях.	Складки нагнетания: 1) иррегулярная, 2) линзовидная, 3) куполовидная, 4) диапирная.
VII	Складки межбудинные.	Поперечный изгиб слоев под действием засасывания и вдавливания их в область относительного минимума давления, возникшую при растяжении жесткого пласта.	Складки межбудинные: симметричная (а), асимметричная (б).
VIII	Складки динамического течения.	Общее течение пропитанных расплавом метаморфических пород в условиях зоны ультраметаморфизма под влиянием ориентированного давления.	Складка течения. <hr/> Складка обтекания.
IX	Кристаллобластическая плейчатость.	Деформация пород под действием силы кристаллизации отдельных порфиробластов или минеральных агрегатов.	Кристаллобластическая плейчатость.

Принципиальная схема строения	Группы мелких складок в гнейсах и мигматитах	Примеры
	<p>Дисгармоничная складчатость скольжения.</p>	<p>Табл. II, 6.</p>
	<ol style="list-style-type: none"> 1. Межпластово-иррегулярная складчатость. 2. Линзовидно-волнистая структура. 3. Буоловидные складки. 4. Мешкообразные складки. 	<p>Табл. III, 1 и 2. Табл. III, 3. Табл. III, 4. Табл. III, 6.</p>
	<p>Отдельные складки и группы межбужинных складок.</p>	<p>Табл. IV, 1 и 2.</p>
	<p>Структуры течения: а) ориентированно-складчатая, б) струйная.</p>	<p>Табл. IV, 3. Табл. I, 3.</p>
	<p>Структуры обтекания: а) линзовидная, б) завихренная.</p>	<p>Табл. IV, 4. Табл. IV, 5.</p>
	<p>Кристаллопластическая пластичность: 1) неориентированная (бугорчатость), 2) линейная.</p>	<p>Табл. IV, 6.</p>

4. Обращаясь к механизму складчатых деформаций, следует лишь напомнить, что, по общепринятому мнению (Ажгирей, 1956; Белоусов, 1961; Биллингс, 1949; де-Ситтер, 1960; Хиллс, 1954), существует три кинематических способа формирования элементарных складок: 1) изгиб с концентрическим скольжением слоев в плоскости напластования, 2) дифференциальное скольжение по секущим слоистость плоскостям кливажа и 3) пластичное течение без разрыва сплошности.

В соответствии с этим обычно выделяются и генетические типы складок: 1) продольного изгиба, 2) скальвания и 3) течения. Большинство авторов добавляет в качестве 4-го типа еще складки поперечного изгиба пластов под действием радиально направленных сил, что, однако, нельзя признать правомерным, так как тем самым нарушается единство принципа классификации полной складчатости.

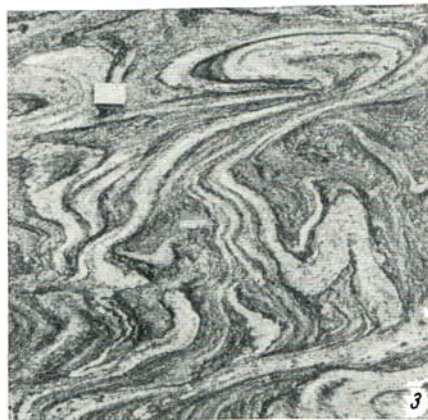
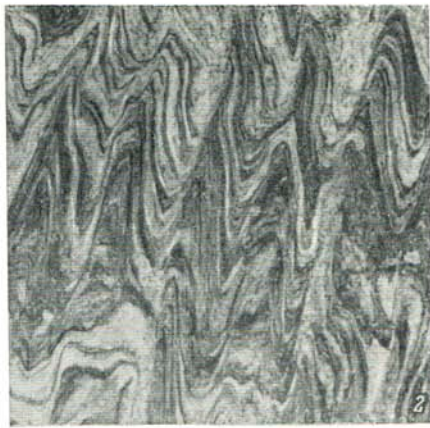
Среди мелких складок беломорского комплекса можно встретить почти в чистом виде складки изгиба, отличающиеся параллельным расположением слоистости и сланцеватости при неизменной мощности пластов в замках и крыльях (табл. I, б), складки скальвания, где кристаллизационная сланцеватость сечет слоистость пород (табл. II, б), и складки течения с различно ориентированными осевыми плоскостями и признаками высокой мобильности пород (табл. I, з; табл. III, 1, 2; табл. IV, з). Но несравненно чаще здесь наблюдаются складки со следами двух (например, изгиб + течение — табл. I, 5, течение + скальвание) или всех трех способов деформации, т. е. сложные складки (табл. II, 2, 5; табл. I, 2, и др.).

А. А. Сорский (1952) на основании изучения складок малого масштаба в различных породах беломорской серии показал, что в каждой складке происходило более или менее одновременно как послойное, ламинарное, скольжение (в крыльях), так и скольжение по поперечным поверхностям скальвания (в перегибе крыльев) и, наконец, внутрислойное течение материала (из крыльев в замки). Как известно, признаки кинематически различных деформаций характерны также и для складок осадочных пород (Ажгирей, 1956; Гзовский, 1960; Данилович, 1953; де-Ситтер, 1960).

В итоге исследования причин образования мелких складок в беломорском комплексе А. А. Сорский (1952) пришел к заключению, что в основе этого процесса лежит «послойное дифференциальное течение вещества». Данный вывод отвечает известному представлению В. В. Белоусова (1947, 1961) о генезисе голоморфной складчатости верхних структурных этажей земной коры, но вряд ли полностью справедлив для мелкой складчатости глубинной зоны беломорид, где механическая реакция пород на действие тектонических сил весьма многообразна: в одних случаях мобильный материал играет динамически-активную роль, в других — наоборот, ведет себя пассивно, целиком подчиняясь деформациям жестких пород, а в третьих — вся масса пород становится пластичной, способной к течению, вероятно, подчиненному законам гидродинамики.

5. В процессе структурно-геологического картирования гнейсов и мигматитов, как показывает опыт работы в Беломорье, геологу-съемщику при изучении мелкой складчатости в обнажениях важно не столько знать, каким образом происходила деформация пород в той или иной складке, сколько уметь определить на основании морфологических черт и ориентировки структурных элементов складок направление и характер сил, вызвавших складкообразование.

Приведенная выше (п. 4) классификация непригодна для этой цели, так как в большинстве случаев реальные складки являются сложными по механизму деформации, а для оценки роли деформации того или иного типа необходимо петроструктурное исследование складок, не выполненное в полевой обстановке в процессе съемки. Кроме того, эта классифика-



Т а б л и ц а I

Фиг. 1. Сочетание складчатости волочения в мигматитах с блокированием (будинажем) жесткого пласта амфиболитов. Остров Олений.

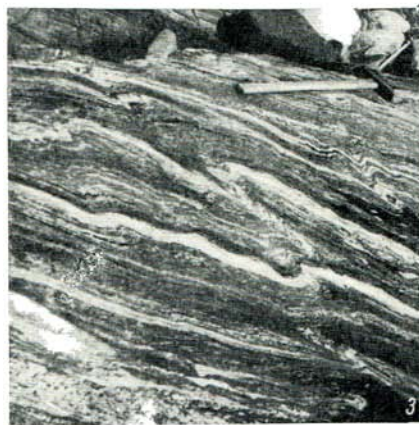
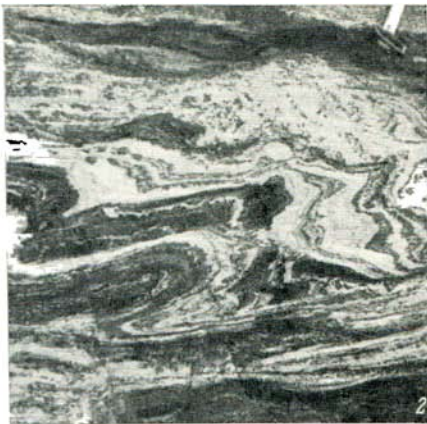
Фиг. 2. Чешуйчато-флексурная структура левого скольжения в мигматизированных биотитовых гнейсах. Остров Великий.

Фиг. 3. Дисгармоничная складчатость с раздувом замков в мигматизированных амфибол-биотитовых гнейсах. Керетский район. (Фото Ю. В. Никитина).

Фиг. 4. Сочетание растяжения (будинаж) и пагнетания (складчатость). Остров Сидоров.

Фиг. 5. Сложные по механизму деформации (изгиб с концентрическим скольжением + поперечное скольжение + течение). Лежачие горизонтально-осевые складки сжатия с более мелкой складчатостью волочения в крыльях, развитые в пачке переслаивания биотитовых (светлое) и амфиболовых (темное) мигматизированных гнейсов. Кемлуды.

Фиг. 6. Складчатость дисгармоничного смятия в биотитовых гнейсах. Мыс Кобллий Наволок.



Т а б л и ц а II

Фиг. 1. Коленчатые складки изгиба в гранит-аплитовой жиле, секущей сланцеватые амфиболиты (разновидность пегматитовой складчатости). Луда в Чунинском заливе.

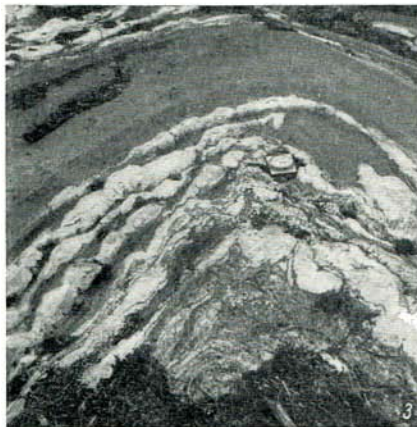
Фиг. 2. Дисгармоничная складчатость волочения правого рисунка в комбинации со складками межпластового нагнетания в мигматизированных амфиболитах. Остров Ряшков.

Фиг. 3. Набегающая складка волочения в мигматизированных эпидот-биотитовых гнейсах. Виченная Луда.

Фиг. 4. Складчатая муллион-структура в биотитовых гранито-гнейсах. Мыс Титов.

Фиг. 5. Обратные складки волочения в гранато-биотитовых ржавых гнейсах. Луда близ устья Княжьей губы.

Фиг. 6. Складки скольжения в мигматизированных амфиболовых гнейсах. Остров Кереть.



Т а б л и ц а III

Фиг. 1. Складки межпластового нагнетания в ржавых гранато-биотитовых гнейсах. Тундра Реколатва.

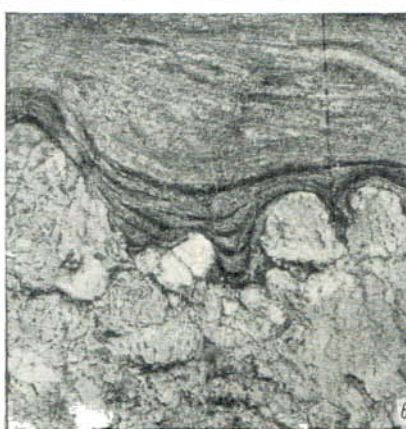
Фиг. 2. Иррегулярная складчатость межпластового нагнетания в гранато-биотитовых гнейсах. Южный берег Пиргозера.

Фиг. 3. Линзовидные складки межпластового нагнетания в ржавых гранато-биотитовых гнейсах. Пертиозеро.

Фиг. 4. Поперечный срез куполовидной складки в амфиболовых гнейсах. Остров Наумиха.

Фиг. 5. Поперечный срез куполовидных складок, возникших вследствие ундуляции оси линейной складки. Остров Великий.

Фиг. 6. Диапировые складки в мигматизированных амфиболитах. Грдинский архипелаг.



Т а б л и ц а IV.

Фиг. 1. Складки межбуждинные (X-образные, симметричные) в мигматизированных гнейсах и пегматит в разрыве (трещина растяжения) пласта амфиболита (черное). Остров Белый.

Фиг. 2. Трогообразная межбуждинная складка, возникшая в результате затекания мигматитов в разрыв пласта амфиболитов. Остров Наумиха.

Фиг. 3. Складчатая структура течения в мигматизированных биотитовых гнейсах. Остров Великий.

Фиг. 4. Линзовидная структура обтекания в мигматизированных blastомилонитах. Глыбы — ортоамфиболиты. Район Ильинской губы.

Фиг. 5. Сложноскладчатая структура обтекания глыб амфиболитов, заключенных в мигматизированных биотитовых гнейсах. Остров Варбар Луда.

Фиг. 6. Кристаллобластическая плейчатость в биотитовых гнейсах в контакте с пегматоидной жилой. Кемлуда.

ция слишком абстрактна, она не учитывает некоторые конкретные типы складчатых структур, свойственные мигматизированным породам, а также не дает возможности судить о характере генетической связи мелких складок с крупными структурами. Поэтому для полевого структурного анализа гнейсов и мигматитов целесообразно принять такую классификацию мелких складок, которая была бы основана не на характере деформаций пород при образовании складок, а учитывала бы механизм происхождения самой складчатой формы того или иного типа. Такая классификация, как представляется автору, может быть основана, с одной стороны, на ориентировке действующих сил, восстанавливаемой путем анализа ориентировки структурных элементов складок непосредственно в обнажении (по азимуту и углу падения шарниров, осевых плоскостей и крыльев), а с другой — на морфологических особенностях складок и их ассоциаций, что позволяет представить динамику процесса складкообразования, физическое состояние пород в момент деформации, причины деформации, связь складок с дислокациями дизъюнктивного типа и прочие явления, иначе говоря, геологическую обстановку в момент рождения складок.

Попыткой такой геодинамической классификации мелких складок является сводная таблица их типов, учитывающая как элементарные складчатые формы, принципиально отличные друг от друга по происхождению, так и наиболее распространенные складчатые структуры, наблюдавшиеся в природе.

Практическое использование предлагаемой классификации определяется тем, что появление мелких складчатых деформаций обусловлено дифференциальными движениями, сопровождающими формирование крупных структур. Ориентировка дифференциальных движений закономерна в пределах каждой крупной складчатой структуры, и это обстоятельство позволяет опираться на мелкую складчатость для расшифровки строения складок при структурно-геологическом картировании.

Некоторые сведения о взаимосвязи мелких складок с крупными, основанные на фактическом материале, полученном при картировании Беломорья, приводятся ниже.

6. Складки сжатия (тип I) представлены подобными параллельными и изоклинальными складчатыми структурами. Они встречались в Беломорье в различной геологической обстановке, например: а) близ контактов с жесткими глыбами метабазитов, перемещенными в процессе общей деформации гнейсовой толщи и смятыми гнейсы в складки, ориентированные перпендикулярно к направлению движения глыб; б) в ядерных частях небольших синклиналиных складок (в области сжатия), где шарниры мелкой складчатости параллельны оси главной структуры; в) в центральной части крупных, широких, изометрических, мультискладчатых структур (район оз. Заячьего и др.), где положение осевых плоскостей складок сжатия в большинстве случаев вертикальное, а шарниров — субгоризонтальное, что определяется направлением тангенциального давления, приложенного к крупной складке в целом в завершающую стадию ее формирования; г) в коротких, круто падающих крыльях крупных асимметричных складок, где мелкие изоклинальные складки обычно имеют близкую к горизонтальной ориентировку осевых плоскостей и шарниров (табл. I, 5).

К последней разновидности, по мнению автора, вероятно, относятся субгоризонтальные изоклинальные складки, генезис которых пока недостаточно ясен. Они развиты в круто стоящих пластах глиноземистых гнейсов и описаны Н. В. Горловым (Шуркин, Горлов и др., 1962, гл. VI, рис. 27) под наименованием складок течения, но в отличие от типичных складок течения (см. ниже) обладают однообразной ориентировкой по-

лого-волнистых шарниров во всей системе складок и иногда перпендикулярной к осям линейной текстурой, выраженной в поперечном расположении кристаллов кварца.

В целом группа складок сжатия по ориентировке осевых плоскостей подразделяется на стоячие (вертикальные осевые плоскости — рис. 1, 1), наклонные (осевые плоскости падают навстречу общему падению пород — рис. 1, 2) и лежащие (с горизонтальными осевыми плоскостями — рис. 1, 3) и одновременно по положению шарниров — на горизонтально-осевые (рис. 1, 1—3), вертикально-осевые (рис. 1, 4) и склоненно-осевые, с погружением шарниров под разными углами к горизонту (рис. 1, 5).

В более или менее однородных по составу гнейсах, деформированных в очень сжатые изоклиналильные складки с большой амплитудой, в и д и

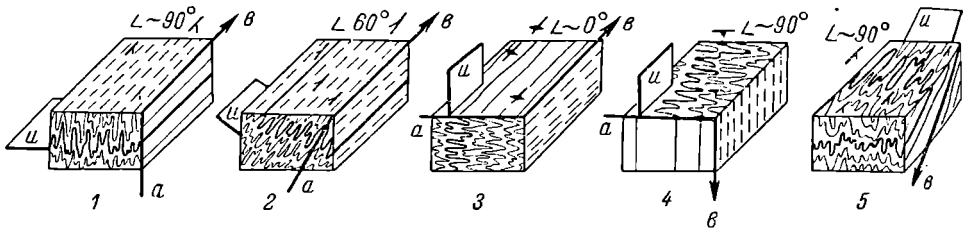


Рис. 1. Схема соотношений видимого (плоскость a — b) и истинного (плоскость u) залегания изоклиналильно-складчатых гнейсов.

a — b — ориентировка осевых плоскостей складок; u — ориентировка шарниров.

мо е в обнажении залегание пород легко может быть ошибочно принято за истинное (рис. 1).

Часто, но не всегда обязательно, признаком такой структуры служит смена близких по углу, но противоположных по азимуту падений пород. Однако полное доказательство наличия ее может быть получено лишь в поперечных к осевым плоскостям и шарнирам срезах. При этом полезно помнить, что осевые плоскости складок сжатия субперпендикулярны к плоскости общего напластования пород, а шарниры лежат в ней, или, другими словами, что в и д и м о е п а д е н и е кристаллизационной сланцеватости и слоистости гнейсов в случае такой изоклиналильной складчатости будет противоположным истинному, а в и д и м о е п р о с т и р а н и е гнейсовидности (в параллельных шарнирам срезах) будет отвечать простиранию крыльев складок и минеральной линейности, но не истинному простиранию пластов гнейсов.

Забвение этих простых положений нередко приводит к серьезным ошибкам на геологических картах.

Другие из упомянутых в таблице разновидностей складок сжатия встречаются в беломорском комплексе сравнительно редко. В частности, мелкие, в е е р о о б р а з н ы е складки характерны лишь для отдельных секущих гнейсы жилок в пегматитах и возникли, по-видимому, при поперечном сжатии жильного материала и вмещающих пород еще до полной их консолидации; складки д и с г а р м о н и ч н о г о с м я т и я с неоднаково ориентированными осевыми плоскостями (табл. 1, б) отмечены в пределах небольших участков среди однороднопластичных, тонкослоистых, сильно мигматизированных биотитовых гнейсов.

7. Складки изгиба (тип II) или, точнее говоря, поперечного изгиба, подразделяются на 1) волнистые складки дифференциального изгиба (термин М. П. Биллинга) и 2) колебчатые складки. Первые, по-видимому, мало распространены в виде

мелких форм и в сочетании образуют волнистую складчатость, генетическая принадлежность которой к этому типу элементарных складок обычно не может быть бесспорно установлена простыми визуальными наблюдениями в обнажениях. Причиной является то, что морфологически подобные волнистые структуры могут возникнуть в начальную стадию формирования складок сжатия (продольного), т. е. типа I, а при асимметричной волнистости они могут быть похожи на складки волочения (тип III).

К о л е н ч а т ы е с к л а д к и, механизм образования которых ясен из принципиальной схемы (графа 5), отмечаются лишь в некоторых разновидностях пегматитов (табл. II, 1).

В целом складки изгиба не имеют существенного значения для структурного анализа обнажений в процессе геологической съемки ввиду отсутствия четких критериев для их выделения и неясности их структурной связи с более крупными складками.

8. С к л а д к и в о л о ч е н и я (тип III) исключительно широко распространены в гнейсах и мигматитах беломорского комплекса и возникают повсюду где только происходят дифференциальные послынные движения, направленные либо в разные стороны, либо в одну сторону, но с разной скоростью, так что в конечном итоге действует пара сил.

Характернейшим признаком складок волочения является их асимметричность и однообразная ориентировка подобных крыльев в соседних складках. Если смотреть по простиранию дислоцированной пачки гнейсов, то в зависимости от местоположения каждого следующего длинного крыла по отношению к короткому складки волочения, как известно, подразделяются на п р а в ы е (табл. II, 2) и л е в ы е (табл. II, 3). В мигматитах те и другие очень часто являются дисгармоничными вследствие перемещения — течения жильного материала из крыльев в замки (табл. II, 2 и 5). В местах интенсивных дифференциальных движений их короткие крылья нередко подвергаются разрывам с образованием п а б е г а ю щ и х с к л а д о к в о л о ч е н и я (табл. II, 3), которые внешне напоминают гребни волн в зоне прибоя. В сильно мигматизированных породах интенсивные дифференциальные движения иногда приводят к образованию почти отчлененных друг от друга оvoidальных структур, которые Л. У. де Ситтер (1960) называет с к л а д ч а т ы м и м у л л и о н - с т р у к т у р а м и (табл. I, 3 и II, 4).

По ориентировке осевых плоскостей в крыльях следующей по масштабу складки складчатость волочения подразделяется на нормальную и обратную.

Н о р м а л ь н ы е с к л а д к и в о л о ч е н и я возникают при относительном смещении каждого вышележащего пласта в крыле более крупной антиклинали в сторону ее замка и вследствие этого они имеют п р а в ы й рисунок в л е в о м крыле и л е в ы й рисунок в п р а в о м крыле каждой следующей по величине (порядку) складки, независимо от того, является она стоячей, наклонной или лежащей, симметричной или асимметричной.

Именно эту закономерность в ориентировке складок волочения и рекомендуется использовать в руководствах по картированию для определения местоположения антиклинального замка более крупной структуры, а также подошвы и кровли пластов в обнажениях (см., например, Биллингс, 1949, стр. 88—94; Методическое руководство. . ., 1957, стр. 31—33, и др.). Такое же значение нормальные складки волочения сохраняют и при структурном картировании гнейсов и мигматитов.

О б р а т н ы е с к л а д к и в о л о ч е н и я морфологически не отличаются от нормальных, но имеют другую ориентировку осевых плоскостей, а именно л е в ы й рисунок в л е в о м крыле более крупной складки и п р а в ы й рисунок в п р а в о м ее крыле (табл. II, 5). Это

объясняется тем, что обратные складки образуются в крыльях более крупных антиклинальных или синклиналиных складок в том случае, если породы в их ядрах дифференциально перемещаются в сторону замков.¹

В некоторых крупных брахиантиклинальных структурах Беломорид (например, Боярская, Котозерская и др.) наблюдается двойственная ориентировка складок волочения — обратная в сильно мигматизированной приядерной части и нормальная на внешней стороне крыльев. Если не учитывать подобной возможности, то при структурном анализе разобщенных обнажений мигматизированных гнейсов с разноориентированной складчатостью волочения можно прийти к ошибочному выводу о ее принадлежности к двум разным структурам.

В. Л. Дук наблюдал различную ориентировку мелких асимметричных складок в разных пластах в крыльях небольших антиклиналей (рис. 2). Эта картина может вызвать предположение о разновозрастности складок,

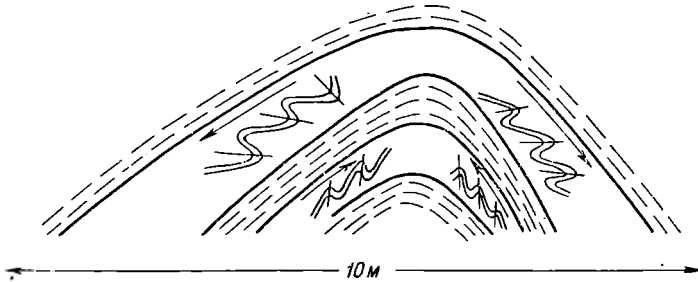


Рис. 2. Различная ориентировка асимметричных мелких складок в пластах биотитовых гнейсов, пересланяющихся с биотито-амфиболовыми гнейсами (пунктир). Складка в районе Вад-губы. (По В. Л. Дуку, 1956 г.).

но в действительности, как полагает автор статьи, разная ориентировка обусловлена тем, что в одном пласте (нижнем) дифференциальные движения в момент образования крупной складки привели к формированию нормальных складок волочения, а в другом (верхнем) — одновременных с первыми обратных складок волочения.

Возможность одновременного развития нормальных и обратных складок волочения в крыле одной и той же структуры свидетельствует о необходимости весьма осторожного подхода к использованию мелкой складчатости волочения для всякого рода геологических экстраполяций при съемке мигматизированных комплексов пород.

С методической точки зрения полезно помнить, что может быть два случая ориентировки осевых плоскостей складок волочения по отношению к общему падению пород в изолированном обнажении.

1) Осевые плоскости складок волочения падают более полого, чем породы: а) у нормальных складок волочения в опрокинутых крыльях крупных структур и б) у обратных складок волочения в неопрокинутых их крыльях.

2) Осевые плоскости складок волочения падают более круто, чем породы: а) у нормальных складок волочения в неопрокинутых крыльях

¹ В силу внешнего сходства в ориентировке обратных складок волочения со складками гравитационного течения (Bain, 1931; Quirke a. Lacy, 1942) они в литературе также обычно именуется складками течения (Методическое руководство. . ., 1957; Хорев, 1956) либо иногда описываются в качестве складок внутрипластового нагнетания (Горлов, 1962, гл. VI, гл. § 2; В. Л. Дук, 1962), что, по мнению автора, неверно, так как в формировании характеризуемых складок несомненно ведущая роль механизма волочения.

и б) у обратных складок волочения в опрокинутых крыльях более крупных структур.

Из сказанного следует, что при одном и том же рисунке складок волочения, например левом, замок крупной складки может находиться слева, если в обнажении вскрыто опрокинутое крыло крупной антиклинали, или справа, если эти складки волочения являются обратными и находятся в неопрокинутом крыле большей структуры. Произведя соответствующее графическое построение, можно легко в этом убедиться.

Особый случай, наблюдавшийся неоднократно В. Л. Дуком и автором в разных пунктах Беломорья, представляют мелкие складки одного рисунка (правого или левого), развитые в противоположных крыльях более крупных (ширина от нескольких до десятков метров), также асимметричных складок. Генезис подобных складчатых ассоциаций пока остается неясным. В. Л. Дук предполагает, что здесь имеет место внутрипластовое нагнетание, направленное в одну сторону, по автору думается, что не исключена и реликтовая природа мелкой складчатости, сохранившейся при несколько более позднем образовании крупных складок, как это допускает В. А. Николаев (Методическое руководство. . ., 1957, стр. 34—35) для подобных случаев.

При изучении мелких складок волочения, кроме всего сказанного выше, необходимо еще принимать во внимание их пространственную ориентировку относительно оси крупной складки. В этом отношении они подразделяются на *продольные*, *поперечные* и *диагональные*.

Продольные складки развиваются в крыльях главной структуры и параллельны ее шарниру. Поперечные складки отмечаются в местах перегибов шарнира, где вследствие этого в пределах прогиба возникают дифференциальные движения, поперечные к шарниру главной структуры, вызывающие соответствующую поперечную систему складок волочения. Диагональные складки наблюдаются очень редко в областях периклинального или цетриклинального залегания пород и являются переходными между продольными и поперечными.

Таким образом, пользуясь складчатостью волочения для структурного анализа в процессе геологического картирования гнейсов и мигматитов, всегда необходимо иметь в виду следующее.

1) Складки волочения *разномасштабны*, т. е., будучи отмечены в обнажении, они могут указывать на положение замка более крупной складки *только следующего порядка*, но не обязательно замка генеральной структуры района, и соответственно позволяют установить последовательность залегания пород в разрезе лишь в данном участке (крыле следующей по величине складки), но не общий нормальный стратиграфический разрез толщи гнейсов для всего района в целом.

2) Вследствие возможного развития в мигматизированных гнейсах не только нормальных, но и обратных складок волочения нельзя определить местоположение замков следующих по величине структур, основываясь только на рисунке складок волочения, наблюдаемых в обнажении, а необходимо знать, к каким именно (нормальным или обратным) складкам они относятся.

3) Ввиду разной ориентировки складок волочения относительно шарнира главной структуры положение последнего не может быть экстраполировано на основании наблюдаемой в одном небольшом участке складчатости волочения. Другими словами, для мигматизированных пород не применимо так называемое «правило Пампелли», согласно которому оси мелких складок волочения параллельны оси крупной структуры.

4) Следовательно, достоверное заключение о характере той или иной крупной структуры может основываться только на совокупности наблюдений над складками волочения во многих обнажениях, покрывающих площадь, занятую этой структурой, но не на единичных разрозненных сведениях об ориентировке осей или осевых плоскостей мелких складок.

Помимо всего сказанного, необходимо также подчеркнуть, что при решении вопросов тектоники картируемого района нельзя целиком опираться исключительно только на структурный анализ по одним складкам волочения, а следует привлекать и все другие мелкие структурные формы, обязательно учитывая при этом стратиграфический разрез.

9. Флексурные складки (тип IV) относятся к деформациям, связанным с разрывами или с растяжением пород вдоль плоскостей скальвания. В отличие от разорванных в коротких крыльях складок волочения, где складчатость предшествует разрыву и является его причиной, флексурные складки сами являются следствием разрыва и возникают при смещении и изгибе пород вдоль его плоскости. Шарниры этих складок всегда перпендикулярны к направлению движения блоков вдоль плоскости сместителя.

В зависимости от направления смещения соприкасающихся блоков и положения плоскости скальвания относительно этого направления возникают правые и левые ступенчатые или зигзагообразные¹ флексурные складки. Последние, как показывают полевые наблюдения, образуются вдоль трещин скальвания, острый угол которых с напластованием пород указывает на направление последней дифференциальных межпластовых движений, вызвавших появление трещин скальвания и связанных с ними зигзагообразных флексурных складок. Короче говоря, ориентировка осевых плоскостей флексурных складок здесь подобна наблюдаемой у складок волочения соответствующего рисунка.

Ступенчатые флексурные складки связаны с трещинами скальвания, у которых острый угол с напластованием пород обращен против направления межпластовых движений, породивших эти трещины и вызвавших смещение пород вдоль них с соответствующим их изгибом.

Таким образом, ориентировка структурных элементов флексурных складок позволяет безошибочно судить о направлении относительного смещения блоков и одновременно с большой долей вероятности предполагать направление дифференциальных движений, обусловивших появление трещин скальвания, вдоль которых происходило смещение блоков. Это предположение обычно переходит в уверенность при подтверждении наблюдениями над будинаж-структурами и складками волочения за пределами флексурных складок.

При структурном картировании особенно важно иметь в виду, что в достаточно крупных флексурных складках (шириной в несколько десятков метров) нередко возникает непосредственно связанная с ними система продольных складок волочения, ориентировка которой в общем случае не будет совпадать с характерной для всего данного участка. Такая система складок, сосредоточенных в пределах сравнительно узкой, линейно вытянутой зоны, секущей общее простирание пород, является хорошим доказательством существования достаточно крупных флексурных складок и синкинематического разрыва, след плоскости которого будет параллелен осям мелких складок волочения, перпендикулярным к направлению смещения пород вдоль этого разрыва.

¹ Иногда их называют S-образными складками. Строго говоря, к S-образным относятся только левые флексурные складки (см. классификацию, графу 5).

При множественном развитии мелких флексурных складок возникает очень своеобразная чешуйчатая-флексурная структура правого или левого (табл. I, 2) скольжения (флексурно-чешуйчатая, по наименованию И. П. Семеновко). Она наблюдалась в Беломорье в пределах сравнительно ограниченных по площади участков, в сильно мигматизированных биотитовых гнейсах. Можно думать, что трещиноватость скальвания здесь предшествовала размягчению пород.

10. Складки скольжения (тип V) имеют сравнительно ограниченное распространение в беломорском комплексе. Одни развиваются иногда в биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсах или в амфиболитах и заметны в обнажениях благодаря кристаллизационной сланцеватости, секущей слоистость пород (табл. II, б). Ориентировка сланцеватости, чаще поперечная к напластованию пород (кливаж скольжения), иногда расположена косо (кливаж скальвания). В мигматитах в одних случаях сланцеватость охватывает только субстрат, не распространяясь в пределы жильного материала, граница которого с субстратом имеет интердигитационный (мелкозубчатый) характер (синхронные с мигматизацией складки скольжения); в других, более распространенных случаях, сланцеватость является «сквозной», т. е. постмигматизационной (табл. II, б).

Решающим критерием принадлежности наблюдаемых в обнажениях складок скольжения является S-тектонитовый узор пород в их крыльях и замках, возникший, очевидно, в результате синкинематической перекристаллизации по принципу Рикке—Беке и трансляции.

При структурном картировании мелкие складки скольжения позволяют непосредственно на местности устанавливать положение плоскости кливажа, определяя генетический тип последнего, что в увязке с дополнительными наблюдениями над другими малыми структурами может существенно помочь расшифровке тектоники района.

11. Складки межпластового нагнетания (тип VI) свойственны послойно мигматизированным гнейсам. Они характеризуются пластичной деформацией — течением жильного материала мигматитов и прилегающего к нему субстрата в пределах слоя, ограниченного пластами относительно менее податливых пород.

Это течение, происходящее чаще всего в процессе нагнетания мобильного материала из крыльев в замки складок сжатия, волочения и других, осуществляется неравномерно по интенсивности и неодинаково по направлению в каждом данном участке слоя. В результате образуются местные скопления материала, оказывающего динамическое воздействие на вмещающие породы и вызывающего дополнительную их деформацию. В итоге возникает иррегулярная складчатость межпластового нагнетания, наиболее характерной чертой которой является дисгармоничность отдельных элементарных складок, непостоянство ориентировки их осевых плоскостей (табл. III, I), извилистость шарниров, изменчивость конфигурации высокопластичных жил, постоянно образующих раздувы и пережимы, сливающихся друг с другом или, наоборот, разветвляющихся на прожилки. В целом возникает своеобразная ассоциация морфологически очень разнообразных складок (табл. III, 2), сложных по механизму деформации (А. А. Сорский, 1952), которые тем не менее, как показывают наблюдения, обычно связаны общностью ориентировки осей и линейной текстуры, выраженной в удлинении раздувов, в линейной ориентировке минеральных агрегатов в жильном материале и в гнейсах. Эта линейная текстура, как правило, параллельна оси главной складки.

Одной из разновидностей складчатости нагнетания является лизовидно-волнистая структура, где жильный материал

образует послойные раздувы, связанные проводниками (табл. III, 3) или отстоящие друг от друга, обтекаемые вмещающими их гнейсами, которые приобретают в целом волнистую структуру. И в этом случае обычно устанавливается линейная форма раздувов, вытянутых в направлении оси той складки, в пределах которой развита эта линзовидная складчатость нагнетания.

Необходимо подчеркнуть, что в мигматизированных гнейсах внутрипластовое нагнетание — течение жильного материала — обычно имеет место при формировании любых других генетических типов мелких складок (см., например, табл. I, 1, 2, 3, 5; табл. II, 1—6; табл. IV, 2, 5), но это, с нашей точки зрения, не дает основания считать их также складками течения, как это делает, например, Н. В. Горлов, выделяющий в беломорском комплексе лишь два типа складок — течения и волочения, различая их главным образом по местоположению в пределах деформированного пласта (Шуркин, Горлов и др., 1962, гл. VI, § 2), или относить их к складкам «внутрипластового нагнетания» (В. Л. Дук, 1962 г.), так как механизм их формирования принципиально иной, а частичное течение материала является лишь попутным.

К особым типам складок внутрипластового нагнетания относятся мелкие куполовидные и мешковидные. Первые возникают в связи с концентрическими притоками мобильного материала, накапливающегося в пределах изометрического участка и отжимающего вышележащие слои в виде купола. В поперечном к оси среза они имеют кольцевое строение (табл. III, 4).

Такого рода мелкие куполовидные складки встречаются редко, и их не следует смешивать с более распространенными, морфологически сходными складками, возникшими вследствие волнообразной ундуляции осей линейных складок другого типа (табл. III, 5), или с еще более распространенными куполовидными структурами обтекания с жесткими породами в ядре (рис. 3).

При интенсивном, одностороннем, линейно направленном, межпластовом нагнетании пластичного материала возникают *диапиры* в *структуры* (табл. III, 6), которые отжимают и частично протыкают прилежащие слои, имеют мешкообразную форму в продольном разрезе и замкнутое кольцеобразное или овальное поперечное сечение.

Мелкие куполовидные и мешковидные складки обычно развиты спорадически, хотя и не представляют редкости. Их длинные оси ориентированы в направлении внутреннего движения мобильного материала.

12. Складки *межбудинные* (тип VII) пространственно и генетически связаны с будинаж-структурами, т. е. возникают при растяжении жестких блокированных пластов амфиболитов или массивов метабазитов, залегающих среди мигматизированных гнейсов. По широко распространенному мнению (Мишарев и др., 1960; Судовиков, 1939, 1957, и др.), в результате понижения давления в межбудинном пространстве сюда происходит отсасывание из прилежащих мигматитов наиболее мобильного материала, образующего межбудинные пегматиты (табл. IV, 1) и жилы гранитного, аплитового или кварцевого состава.¹

Этот механизм всасывания, отчасти, может быть, дополняемый нагнетанием пластичных пород, приводит к изгибу гнейсов в полость разрыва, к образованию «втека» или межбудинной складки, форма которой в поперечном срезе, если смотреть в сторону разрыва, является трогообразной (табл. IV, 2) и, в зависимости от генетической природы разрывов,

¹ Для этих тел, по мнению автора, вместо обычно употребляемого названия «межбудинные» более подходило бы наименование «инкреционные», содержащее понятие об их генетических особенностях: *in* — внутри, (*se*) *cretus* — выделенный.

симметричной (в трещинах растяжения) или асимметричной (в трещинах скальвания).

При полном разрыве жесткого пласта и сближении противоположных «втеков» возникают х - о б р а з н ы е складки (табл. IV, I), которые объемно имеют кольцевую форму, повторяющую конфигурацию поперечного сечения блоков в месте их отчленения друг от друга.

Вследствие прямой генетической связи межбугорных складок с трещинами скальвания и разрыва их ориентировка в пределах крупной

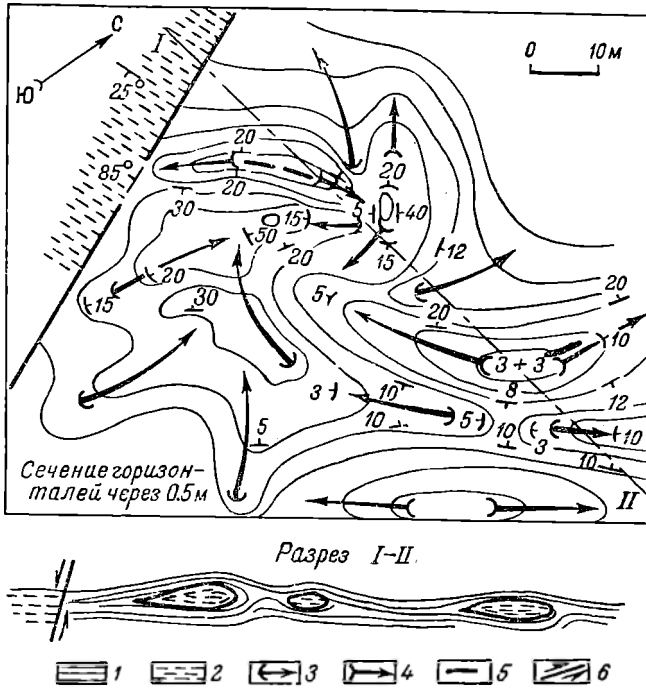


Рис. 3. Кулоловидные структуры обтекания. Кипдомыс. (По К. А. Шуркину, 1951 г.).

1 — мигматизированные гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — оси синклинальных впадин; 4 — оси антиклинальных выступов; 5 — пергматиты; 6 — сброс.

складки подчиняется тем же самым закономерностям, что и ориентировка этих трещин, известная из курсов структурной геологии (Ажгирей, 1956; Белоусов, 1961; Биллингс, 1949; Данилович, 1953; де Ситтер, 1960; Хиллс, 1954, и др.).

Не останавливаясь детально на этом вопросе, подчеркнем лишь некоторые важные для структурного картирования особенности пространственной связи межбугорных складок с более крупными структурами в мигматизированных породах.

Наиболее характерны межбугорные складки для апикальных частей крупных линейных или брахиантиклинальных структур с интенсивно мигматизированными ядрами. Здесь происходит расчленение заключенных в пластической среде жестких пластов амфиболитов или массивов метабазитов по трещинам растяжения, перпендикулярным и параллельным к плоскости *ac*, а также по трещинам скальвания, вследствие чего могут возникнуть мелкие межбугорные складки с продольной, поперечной и диагональной ориентировкой шарниров (в плане) относительно оси

главной складки. Наиболее распространенными, как устанавливается наблюдениями, являются поперечные межбудинные складки, свидетельствующие о движении — течении пластинных гнейсов с растаскиванием жестких блоков вдоль шарнира главной складки (по оси e).¹

В крыльях крупных структур блокирование жестких пластов в большинстве случаев происходит по трещинам скалывания, а их растяжение — при дифференциальных движениях, вызывающих образование складок волочения. Следовательно, здесь чаще развиваются продольные, асимметричные межбудинные складки с осевыми плоскостями, ориентированными подобно плоскостям складок волочения (табл. I, I); однако здесь также не исключены поперечные и диагональные межбудинные складки.

Указанные закономерности ориентировки межбудинных складок должны учитываться при структурном картировании, но вследствие возможного многообразия их ориентировки необходима большая осторожность при суждении о характере крупных структур на основании наблюдений над отдельными межбудинными складками.

13. Складки динамического течения (тип VIII) характерны для наиболее высокоомобильных в момент деформации, сильно мигматизированных гнейсов, способных к течению всей массой с относительным перемещением жидких и твердых частиц. Такое течение пород, пропитанных силикатным расплавом и почти утративших физическую гетерогенность, но еще сохранивших неоднородность в распределении цветных и лейкократовых компонентов, возможно лишь в глубинных зонах земной коры, т. е. в условиях ультраметаморфизма. Оно осуществляется в тех участках, где вследствие тектонических причин нарушается гидростатическое равновесие и возникает соответствующее перемещение пластичных пород в область относительно пониженного давления. Следствием этого процесса является общая деформация мигматизированных гнейсов с образованием сложноскладчатой структуры динамического течения.

Это наименование противопоставляется широко известному термину «складчатость течения» (Ажгирей, 1956; де Ситтер, 1960; Bain, 1931), в свое время предложенному (Bain, 1931) для складок «гравитационного течения», но позднее использованному при описании глубинной складчатости метаморфических пород (Методическое руководство. . ., 1957; Хорев, 1956; Шуркин, Горлов и др., 1962). Складки гравитационного течения (или, как можно было бы их назвать, «складки сползания») могут быть встречены в парагнейсах лишь в качестве реликтовой структуры.

Структура динамического течения в мигматитах приобретает различные морфологические черты в зависимости от физического состояния пород и динамической обстановки. Чаще она представляет складчатую структуру течения со сложным характером рисунка (табл. IV, 3), которая в участках интенсивного движения переходит в струистую структуру течения, уже не принадлежащую к собственно складчатым формам.

При наличии среди мигматизированных гнейсов глыб и обломков жестких пород (метабиты, амфиболиты и др.) образуется складчатая структура обтекания, рисунок которой определяется величиной глыб и их очертаниями.

Когда блокированию подвергаются пласты амфиболитов, а эрозивный срез совпадает с плоскостью напластования пород, эти складки

¹ Г. Д. Ажгирей (1956, стр. 127) отрицает возможность растяжения вдоль оси e , но в мигматитах это непосредственно доказывается будиная-структурами (кусты пегматитов Чкалова, Папфилова Варака и др.).

приобретают форму куполов и мульд (рис. 3), понять истинную природу которых бывает трудно при отсутствии вертикальных срезов, так как они морфологически могут быть приняты за куполовидные складки нагнетания (т. е. тип VI-3).

В зонах древних разломов, где имеют место рассланцевание, бластомилонитизация и мигматизация пород, при обтекании более жестких глыб и обломков возникает **линейно-структурная** (табл. IV, 4), общее направление движения в которой может быть установлено по удлинению обломков и положению осей мелкой складчатости волочения, нередко сопровождающей дифференциальное течение — скольжение основной массы тектонитов. При окатывании обломков, особенно если их размеры невелики, а количество значительно, такие зоны тектонитов внешне приобретают конгломератоподобный облик (**псевдоконгломераты**), как это установлено, например, автором в 1953 г. в районе Северной Вараки (обн. 669) и других пунктах. Эти породы ошибочно могут быть приняты за истинные конгломераты, указывающие на стратиграфический перерыв.

Местами в брекчиевидных мигматитах, где жесткие обломки испытывают относительное нелинейное перемещение, наблюдается **структура обтекания** (табл. IV, 5) со сложным складчатым рисунком течения высокомолекулярного материала. Такие образования, по существу говоря, представляют «тектоническое месиво», встречаются они в древних зонах брекчирования, синхронных с мигматизацией пород.

14. **Кристаллобластическая пloidчатость** (тип IX) является складчатой деформацией, переходной к микроструктуре, и обусловлена не тектоническими, а кристаллизационными силами. В беломорских гнейсах она связана с образованием порфиробластов граната, кианита, полевых шпатов, кварца, реже амфибола и некоторых других минералов.

В мигматизированных гнейсах такая пloidчатость часто наблюдается в контакте жильных обособлений крупнозернистого пегматоидного сложения (табл. IV, 6), поверхность которых вследствие этого приобретает мелкобугорчатый рельеф.

В зависимости от расположения порфиробластов различается а) **неориентированная** и б) **линейная кристаллобластическая пloidчатость**. Последняя возникает при кристаллизации порфиробластов в условиях стресса. Она известна среди беломорских геологов в качестве «минеральной линейности» и имеет важное значение для структурного анализа гнейсовых толщ.

Вопрос о линейной текстуре в ультраметаморфических породах заслуживает отдельного рассмотрения, но здесь необходимо сделать ряд замечаний относительно ориентировки линейной кристаллобластической пloidчатости.

Последняя при синхронном со складчатостью образовании, как правило, параллельна осям мелких складок сжатия или волочения и отмечается совместно с ними, но нередко она развивается и самостоятельно. Это происходит там, где стресс еще не проявился в дифференциальных движениях, например в участках небольших перегибов шарниров линейных складок, но уже обусловил ориентированную перекристаллизацию минералов (порфиробластов). Нередко отмечается разновозрастная линейная кристаллобластическая пloidчатость двух направлений — **продольная**, т. е. параллельная оси главной структуры, и **поперечная** к ней; последняя возникает при вертикальных изгибах шарнира в ядерной части складки или при горизонтальных его изгибах в сжатом крыле. В. Л. Дуком и автором данной статьи наблюдались также случаи одновременного развития линейной кристаллобластической пloidчатости

нескольких направлений (до 4 в районе оз. Овечьего, оз. Ульманга и др.) что имеет место в участках сопряжения различно ориентированных крупных структур.

При более позднем, чем крупная складчатость, развитии кристаллобластической плейчатости она является «сквозной», т. е. не зависит в своей ориентировке от строения тех крупных складок, на фоне которых она наблюдается.

Из сказанного следует методически важное положение, а именно то, что кристаллобластическая линейная плейчатость может и должна использоваться для расшифровки крупных структур только совместно с мелкими складками и другими структурными формами, указывающим на направление дифференциальных движений, но не самостоятельно так как она дает лишь ориентировку стресса и может быть как син- так и посткинematической. Другими словами, простой статистический учет ориентировки кристаллобластической линейной плейчатости (и вообще линейной структуры, включая все ее формы) без ясного понимания того, как, почему и когда она образовалась в каждом данном месте наблюдения, недостаточен для правильного суждения о тектонике казируемого района.

15. Заканчивая на этом основанную на примере изучения структур беломорского комплекса характеристику мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах, по-видимому, свойственных всем другим аналогичным комплексам, хотелось бы в заключение подчеркнуть необходимость площадного изучения ориентировки структурных элементов и обязательность их увязки с истинным залеганием пород в каждом данном пункте.

Окончательные выводы о направлении дифференциальных движений и о морфологии крупных структур могут основываться только на совокупности всех данных, полученных при изучении как мелких складок так и всех других типов малых структурных форм (будинаж, клива и т. п.) с четким их возрастным подразделением на пре-, син- и посткинematические по отношению к периоду формирования главных складок.

При всем этом совершенно обязательным условием составления полевой структурно-геологической карты ультраметаморфических комплексов является прослеживание по простиранию различных по составу маркирующих пластов гнейсов или амфиболитов а также изучение степени мигматизации пород с объемным отображением на карте контуров развития мигматитов сильной и высшей степеней мигматизации, что легко можно делать с помощью нашей морфолого-генетической классификации мигматитов (Шуркин 1957).

К сожалению, объем статьи не позволяет остановиться на методике описания обнажений при структурно-геологической съемке гнейсов а также осветить приемы изучения последовательности образования мелких складок, их пространственной и парагенетической связи со всеми другими малыми структурными формами, взаимосвязи внутренних структурных особенностей ультраметаморфических комплексов с региональной мигматизацией и гранитизацией. Некоторые важные сведения по всем этим вопросам читатель может найти в работах Н. Г. Судовикова (193, 1955, 1957), М. Д. Крыловой (1960), Д. Маккензи (MacKenzie, 1957), Т. Квирке и В. Лэйси (Quirke а. Lacy, 1942).

Автор пользуется случаем высказать признательность члену-корреспонденту АН СССР Н. А. Елисееву и доктору геолого-минералогических наук К. О. Кратцу за критические замечания, сделанные в процессе разработки классификации мелких складок и при подготовке статьи к печати.

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
- Белочсов В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, т. XXII (3), 1947.
- Белочсов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1961.
- Биллингс М. П. Структурная геология. ИЛ, 1949.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 18, Изд. АН СССР, 1960.
- Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.
- Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960б.
- Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Крылова М. Д. О роли дифференциальных тектонических движений при формировании докембрийских структур Алдана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Макневский С. И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья. Изв. Капельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 4, 1959.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.
- Спэттерде Л. У., Структурная геология. ИЛ, 1960.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 18 (145), 1952.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.
- Судовиков Н. Г. Будниаж и его значение в петрологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.
- Хиллс Е. Х. Очерк структурной геологии. ИЛ, 1954.
- Хорев Н. А. О складках течения в метаморфических толщах Юго-Западного Памира. Матер. ВСЕГЕИ по геол. и полезн. ископ., нов. сер., вып. 8, 1956.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Шуркин К. А., П. В. Горлов, М. Е. Салье, В. Л. Дук, Ю. В. Никитин. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Геология и пегматитоносность. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.
- Bain G. W. Flowage Folding. Am. J. Soc., vol. XXII, № 132, 1931.
- Mackenzie D. H. On the Relationship between Migmatization and Structure in Mid-Strathspey. Geol. Mag., vol. XCIV, № 3, 1957.
- Newin Ch. M. Structural Geology. N. J.
- Quirke T. T. and W. C. Lacy, 1941. Deep-Zone Dome and basin structures. Journ. Geol., vol. XLIX, № 6, 1942.

Н. В. Горлов

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ПРОГНОЗИРОВАНИЮ АРХЕЙСКИХ ПЕГМАТИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ

В последнее десятилетие геологические исследования в архее Северо-Западного Беломорья позволили установить весьма интересные особенности складчатой структуры собственно пегматитоносной площади (пегматитовой провинции), имеющей в плане удлиненные в северо-западном направлении очертания. Вначале (1951—1954 гг.) было выявлено, что региональное северо-западное простиранье глиноземистых и амфиболо-

вых пород¹ осложнено второстепенной северо-восточной складчатостью названной «поперечной». Характеристика складок этой системы имеет в рукописных работах Е. П. Чуйкиной, Л. В. Калафати, К. А. Шуйкина и др., а также в публикациях Д. Т. Мишарева, А. С. Амеландова, А. И. Захарченко, Р. И. Солодкой, В. С. Смирновой и др. (Мишаре и др., 1957, 1960). Несколько позднее (1956—1959 гг.) нашими структурными исследованиями было установлено, что второстепенная складчатость в тех же породах представлена не только северо-восточными, а и северо-западными складками примерно такой же величины,² приче складки каждой системы отличаются специфичностью морфологии, интенсивностью проявления в различных членах стратиграфического разреза и генезисом (Горлов, 1960б, 1961).

Коротко охарактеризуем те и другие складки, а также структуру которую они в совокупности образуют.

Северо-восточные складки, перпендикулярные к общему простиранию пород, полого погружаются на северо-восток. В вертикальном разрезе они резко дисгармоничны и отличаются наиболее сложным строением в свитах глиноземистых гнейсов. В этих свитах складки шириной 8—9 км осложнены дополнительными, часто опрокинутыми складками шириной 2—3 км и менее, отсутствующими в подстилающих и перекрывающих свитах. По своему генезису северо-восточные складки являются внутрипластовыми, а точнее — «внутрисвитными» складками перемещения вещества слоя (складками течения).³ Линейные текстуры в зоне их преобладающего развития ориентированы параллельно шарнирам складок в том же северо-восточном направлении.

Второстепенные и третьюстепенные складки северо-западного простирания ориентированы параллельно общему простиранию пород и занимают в стратиграфическом разрезе иное положение. Они максимально осложняют те горизонты пород, которые прилегают к контакту свит глиноземистых гнейсов с перекрывающими их свитами амфиболовых пород и выполаживаются по мере удаления от контакта в сторону как той, так и другой свиты. В зоне контакта крупные (0.5—3 км) складки опрокинуты или наклонены на юго-запад, навстречу общему северо-восточному падению пород, и являются относительно региональной складки Северо-Западного Беломорья межпластовыми («межсвитными») складками волочения. Линейность в области их развития имеет северо-западную ориентировку.

Осложняя соприкасающиеся между собой стратиграфические члены гнейсовой толщи, те и другие складки в определенных горизонтах существуют совместно и сминают породы этих горизонтов в поперечно-перекрестную складчатость, в которой северо-западные складки выглядят осложняющими северо-восточные. Таким складчатым рисунком обладают свита глиноземистых пород (особенно ее верхние горизонты) и нижние приконтактные горизонты вышележащей свиты амфиболовых пород.

Изложенные данные свидетельствуют о внутриформационном характере поперечно-перекрестной складчатости, т. е. о ее «пластообразном» проявлении внутри архейской гнейсовой толщи. Последняя же, включая свиты, осложненные поперечно-перекрестной складчатостью, при общем

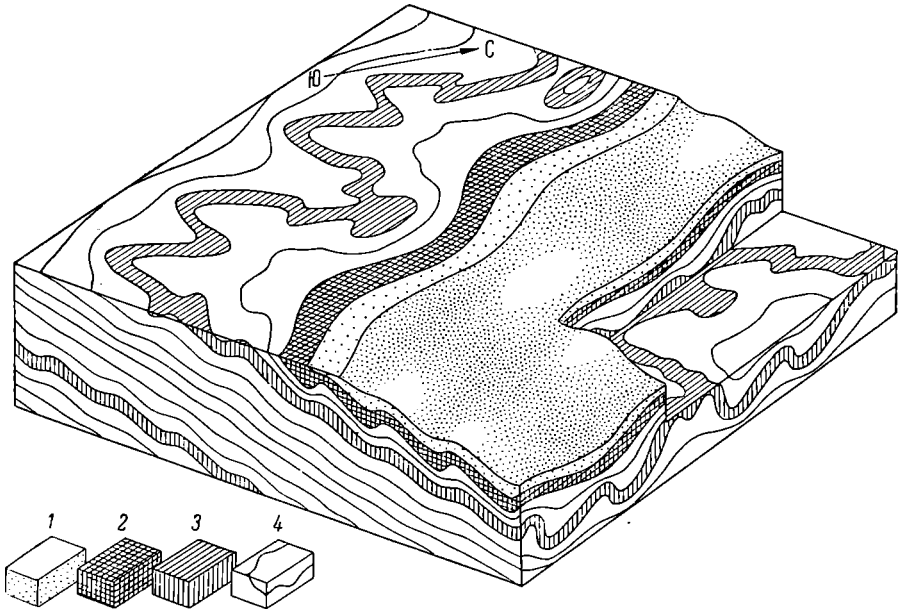
¹ К тем и другим породам привилось название «продуктивных», поскольку контуры распространения крупных слюдоносных жил пегматита практически не выходят из границ свит этих пород.

² Значительно меньшие складки северо-западной ориентировки на крыльях северо-восточных складок отмечались многими исследователями (Л. Я. Сидоренко, Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк и др.).

³ Впервые к складкам течения Л. В. Калафати отнесла северо-восточные складки, осложняющие реколатвинскую свиту глиноземистых гнейсов к югу от пос. Ёна.

северо-западном простирании имеет выдержанное падение в северо-восточном направлении. Положение поперечно-перекрестной складчатости в слоистой гнейсовой толще архея Северо-Западного Беломорья и характер ее выражения в горизонтальном и вертикальном сечениях иллюстрирует схематизированная блок-диаграмма (рисунок).

Обратимся теперь к закономерностям структурного размещения архейских пегматитов Северо-Западного Беломорья. Весьма важной особенностью тектонического положения самой пегматитовой провинции,



Принципиальная блок-диаграмма внутриформационной поперечно-перекрестной складчатости в породах архея Беломорья.

В пласте глиноземистых гнейсов максимально развиты северо-восточные складки; в почве пласта амфиболитов наиболее представлены северо-западные складки. Совместное присутствие тех и других складок особенно характерно для горизонтов, залегающих между пластами амфиболовых и глиноземистых пород.

1 — амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы; 2 — амфиболиты; 3 — глиноземистые гнейсы; 4 — биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболитов, редко глиноземистых гнейсов.

т. е. всей области распространения крупных тел пегматита, является совмещение ее с зоной наиболее четкого проявления поперечно-перекрестной складчатости. Такое совмещение является далеко не случайным, а отражает генетическую зависимость пегматитоносной трещиноватости от развития поперечно-перекрестной складчатости (Горлов, 1960а, 1961). Чтобы убедиться в этом, коротко охарактеризуем размещение пегматитов в среднемасштабной складчатости.

Как известно, пегматитовые жилы (или жильные полости) не распределены по всей площади равномерно, а концентрируются в группы, кусты, отделенные друг от друга непегматитоносными участками. Все изученные нами кусты пегматитовых жил в поперечно-перекрестной складчатости размещаются избирательно. Они локализируются в сводовых и других периклинальных пликативных формах, отвечающих местам пересечения взаимно перпендикулярных антиклинальных складок шириной 1—4 км, реже больше. В прямой зависимости от морфологии сводовой структуры находится строение размещенного в ней пегматитового поля, в частности ориентировка и генезис жильных полостей. Жильные

полости не превосходят по длине и глубине складчатые пегматитовмещающие структуры, которые, как отмечалось выше, имеют внутриформационный характер.

Зависимость размещения кустов пегматитовых жил от закономерностей сочетания крупных, взаимно поперечных антиклинальных складок и внутриформационный характер самой поперечно-перекрестной складчатости позволяют достаточно обоснованно подойти к определению объемной формы пегматитовой провинции Северо-Западного Беломорья и к вопросам прогнозирования и поисков в ее пределах кустов архейских пегматитовых жил.

Так, внутриформационный характер пегматитоносной трещиноватости (как и контролирующей ее поперечно-перекрестной складчатости) приводит к заключению о «пластообразной» форме пегматитовой провинции. Выше отмечалось, что гнейсовая толща отличается выдержанным одно-сторонним падением на северо-восток. Следовательно, ширина структурно-продуктивной зоны, наблюдаемая в плоскости современного эрозионного среза, не является истинной шириной пегматитовой провинции. В действительности структурно-продуктивные свиты пород протягиваются на восток под непродуктивными породами, в которых поперечно-перекрестная складчатость проявлена слабо. При этом надо иметь в виду, что эта «слепая» часть пегматитовой провинции по своим размерам может оказаться значительно больше ее видимой части, выходящей на дневную поверхность.

Связь пегматитоносной трещиноватости с внутриформационной поперечно-перекрестной складчатостью позволяет теоретически обоснованно вести поисковые работы. Действенный прогноз и целеустремленность поисков можно обеспечить, опираясь на геометрические закономерности, существующие в построении поперечно-перекрестной складчатости. Так, генетическая зависимость сводовых и других пегматитоносных форм от протяженных антиклинальных складок обеспечивает линейный характер размещения кустов пегматитовых жил. Этой особенностью можно воспользоваться, выборочно направляя поиски в полосе шириной 3—7 км вдоль оси той или иной антиклинальной складки. Если учесть при этом, что контролирующими складками являются антиклинали обоих взаимно перпендикулярных направлений, то в некоторых случаях поисковые полосы могут быть намечены вдоль складок той или другой системы, т. е. как в северо-восточном, так и в северо-западном направлениях. Практически такие ориентированные поиски должны включать в себя последовательное изучение морфологии (и прежде всего поведения шарниров) северо-восточной антиклинали вдоль ее простирания с целью выделения в ней участков, структурно перспективных на пегматитовые жилы. Обнаруженная таким способом сводовая структура подлежит проверке на пегматитоносность. Но надо, кроме того, иметь в виду, что такая структура представляет собой пересечение северо-восточной антиклинали с антиклиналью северо-западной. Если эта последняя имеет значительную длину, то она должна проявить себя сводовыми или ступеневидными осложнениями и других северо-восточных антиклинальных складок, прежде всего смежных с первоначально изученной. Таким образом, местонахождение некоторых сводовых пегматитовмещающих структур может быть предугадано путем графических построений, например путем продолжения северо-западных антиклинальных складок до пересечения их с уже известными северо-восточными антиклиналями.

Значительный интерес привлекает к себе «слепая» часть беломорской пегматитовой провинции, расположенная северо-восточнее пегматитоносной зоны, обнаженной современным эрозионным срезом. «Слепые»

пегматитовые месторождения, которые можно предполагать в этой части, привлекают к себе особое внимание тем, что пегматитовые жилы, образующие их, совершенно не разрушены процессами эрозии и сохраняют свои первоначальные размеры. Об этом свидетельствует высокая пегматитоносность слабо эродированных сводов, расположенных у восточной границы видимой части структурно-продуктивной зоны, например пологого свода северного берега оз. Лоухского (Северная Карелия) и сводов окрестностей озер Сейто и Кюме (юго-запад Кольского п-ова). Перспективна на слюдоносные пегматиты в более глубоких горизонтах относительно слабо эродированная сводовая структура Попова наволока (Северная Карелия).

Каковы же реальные возможности обнаружения и разведки «слепых» пегматитовых кустов? Изучение структуры горизонтов, лежащих выше свит, смятых в резкую поперечно-перекрестную складчатость, позволило выявить, что последняя, хотя и слабо, но проявлена и в этих горизонтах. Сводовые структуры в местах сопряжения взаимно поперечных антиклиналей отличаются в них более пологими формами и вытянутостью в северо-западном направлении. Некоторые из этих структур на глубине безусловно перспективны на пегматитовые тела. Однако для практической проверки на пегматитоносность (с помощью бурения) могут быть рекомендованы только такие своды, в которых можно предполагать сравнительно неглубокое (50—100 м) залегание свит глиноземистых гнейсов. По нашему мнению, назрела необходимость постановки работ по выявлению таких перспективных сводовых структур по всей полосе непродуктивных пород, прилегающих с востока к видимой части беломорской пегматитовой провинции.

ЛИТЕРАТУРА

- Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.
- Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960б.
- Горлов Н. В. Складчатые структуры беломорского комплекса, контролирующее размещение архейских пегматитовых кустов. Тр. Ленингр. общ. естествоисп., т. LXXII, вып. 1, 1961.
- Мишарев Д. Т., В. С. Смирнова, Р. И. Солодка я. Геологическое строение и пегматитоносность беломорского комплекса (серии) архея. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, т. I, Госгеолтехиздат, 1957.
- Мишарев Д. Т., А. С. Амеландов, А. И. Захарченко, В. С. Смирнова. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31, 1960.

Я. Н. Белавцев, А. К. Прусс

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФОРМИРОВАНИИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА¹

В одной из работ последнего времени академик А. А. Полканов (Полканов и Герлинг, 1960) высказал и развил ряд ценных идей, имеющих принципиальное значение для понимания путей формирования докембрийских образований: о подобии геологической эволюции в докембрии и в течение палеозоя—кайнозоя; о нарастании более молодых докембрийских образований на более древние; об исключительном значении гео-

¹ Статья печатается в порядке обсуждения.

хронологически «меры и числа» в геологических построениях; о том, что древнейшие образования не обязательно обладают наибольшей глубиной фаций метаморфизма. Эти идеи положены в основу рассмотрения истории формирования Украинского щита применительно к задачам металлогенетического анализа.

Известные к настоящему времени стратиграфические схемы докембрия Украины (Усенко, 1955; Виноградов, Комлев и др., 1960; Никольский, 1960; Половинкина, 1960; Семенов, Родионов и др., 1960) по ряду объективных причин крайне противоречивы и содержат ряд недостатков, наиболее существенные из которых состоят, по нашему мнению, в следующем.

а) Механическое применение схемы регионального метаморфизма Грубенмана—Ниггли (эпизона, мезозона, катазона) для выделения более древних толщ по степени их метаморфизма без учета роли структурного контроля в распределении метаморфических фаций.

б) Отсутствие формационного анализа, т. е. выделения комплексов осадочно-метаморфических пород, характеризующих определенные и однотипные геотектонические условия.

в) Чрезмерное расширение петрографических аналогий, в результате чего все породы одинакового состава считались разновозрастными.

г) Отсутствие четких, особенно применимых в полевых условиях признаков расчленения гнейсо-мигматитовых толщ, в связи с чем практически затруднено картирование выделяемых свит (Усенко, 1955; Половинкина, 1960).

д) Неопределенность представлений о происхождении чарнокитов, относимых либо к древнейшим образованиям, либо к молодым гибридным породам.

е) Отнесение всех или большинства гранитоидов к интрузивным, а мигматитов — к инъекционным образованиям, что приводит к искусственному выделению тектономагматических циклов без достаточного анализа собственно тектонического развития.

ж) Отсутствие критического подхода к геохронологическим данным, что приводит, с одной стороны, к возведению их в абсолют, а с другой — к полному отрицанию их из-за противоречий с геологическими фактами.

з) Почти полное отсутствие геотектонического анализа и лишь робкое применение геофизических данных.

Перечисленных недостатков можно избежать, если не возводить до всеобщего значения частное явление или отдельный геологический факт и если рассматривать историю формирования докембрия как комплекс петрогенных и тектонических процессов, выраженных во всем многообразии их проявлений. Авторы считают, что рассмотрение формирования докембрия Украинского щита должно производиться на основе следующих, частично уже высказанных (Белевцев, Каляев и др., 1960; Белевцев, 1960; Белевцев и Стрыгин, 1960) принципов.

1. Реконструкция эффузивно-осадочных толщ и свит, преобразованных в ныне существующие гнейсо-мигматитовые толщи, анатектиты и «метасоматические» граниты.

2. Анализ мощностей и состава «реконструированных» толщ-формаций, соответствующих определенным этапам и зонам развития геосинклиналей с учетом особенностей докембрийского развития (наличие специфических пород — чарнокитов, джеспилитов и др.; неполнота геосинклинальных циклов, безинверсионность и т. п.).

3. Строгий петрографический и региональный геологический контроль геохронологических данных, что позволяет подразделять породы одинакового минерального состава по их абсолютному возрасту. В качестве критерия правильности цифр служит сходимость данных, полу-

ченных разными методами, указывающая на синхронность формирования породы и метаморфизма или, в противном случае, на проявление наложенных процессов.

4. Признание независимости фаций метаморфизма и ультраметаморфизма от стратиграфических и в определенной мере от структурных границ.

5. Рассмотрение мигматитов, чарнокитов, гранодиоритов и большей части гранитов с позиций ультраметаморфизма и гранитизации, полагая именно эти процессы (а не интрузивную деятельность) наиболее характерными для докембрия в отличие от более поздних периодов геологического развития (Жоржинский, 1953, 1955; Судовиков, 1960; Другова, Климов, Судовиков и др., 1960).

6. Допущение резко повышенного значения геотермического градиента в докембрии, благодаря чему в эту эпоху приобрели исключительное развитие мигматизация и гранитизация. Такое допущение позволяет придавать меньшее (чем до сих пор считалось) значение величине эрозионного среза.

7. Признание существенной роли древнейших глубинных разломов, которые предопределили опускания отдельных частей древнейших геосинклиналей, остановившихся на тех или иных этапах своего развития (в том числе складчатости) и разломов глубокого заложения. Последние играли важнейшую роль как пути движения основных и ультраосновных магм, а в случае обновления во время и после складчатости они могли быть путями движения метасоматических растворов, освобождавшихся при метаморфизме и ультраметаморфизме, а также зонами перемещения реоморфизованных (палингенных) гранитных масс.

8. Выделение образований одного и того же геосинклинального цикла по характерному плану складчатости, выделение образований разных циклов по типичным для них структурным планам с широким привлечением геофизических данных, особенно магнитометрических.

Пересмотр геологических и геофизических материалов и полевые исследования с точки зрения изложенных принципов позволяют наметить новые представления о ходе формирования докембрия для области Среднего Приднепровья (Украинской железорудной провинции) и сделать попытку расширить их в целом на весь Украинский щит. Эти представления сводятся к подразделению всего докембрия на четыре периода или, точнее, эры, если ориентироваться на их длительность (1000—500 млн лет).

Первый (древнейший) период развития

По имеющимся многочисленным определениям абсолютного возраста среди пород Украинского щита выделяется группа, охватывающая возрастную интервал 3500—2500 млн лет и установленная вдоль Днепра от г. Днепродзержинска до Запорожья и, возможно, далее до Никополя, а также в виде отдельных точек в верховьях р. Саксагани и низовьях р. Базавлука. Развитые здесь породы представлены биотитовыми гнейсами, кварцитами, амфиболитами, реже карбонатными породами, составляющими главным образом малые или небольшие ксенолиты, для которых определения абсолютного возраста находятся в пределах 2500—3200 млн лет. Эти ксенолиты размещаются среди плагиомигматитов, плагиогранитов и гранодиоритов, имеющих возраст около 2200—2800 млн лет. Полосчатость как ксенолитов, так и гранитоидов имеет преобладающее северо-восточное простирание, изредка меняющееся на субширотное, но в целом подчеркивающее северо-восточный структурный план. Следует отметить, что по петрографическим признакам как метаморфические породы, так и гранитоиды рассматриваемой группы практически невоз-

можно отличить от более молодых пород. Более того, среди плагногранитов нередко отмечается микроклинизация, свойственная (как будет рассмотрено ниже) поздним этапам гранитизации. Поэтому выделение пород этой древнейшей, называемой нами Днепровской, серии можно производить только по абсолютному возрасту, характерному структурному плану и, пожалуй, по отсутствию железистых кварцитов и чернокитов, а также по преобладанию мигматитов.

О характере геотектонических движений в рассматриваемый период можно говорить только предположительно, поскольку весьма затруднительно выделить образования каких-либо этапов развития геосинклинали. Судя по наличию реликтов карбонатных пород, древнейшая геосинклиналь пережила ранние этапы, а породы — метаморфизм во время главной складчатости, после чего продолжалось опускание области с очень глубоким ультраметаморфизмом и гранитизацией. Продолжение опускания доказывается приведенной разницей между возрастом метаморфизма ксенолитов и возрастом вмещающих гранитоидов, что отмечалось Л. В. Комлевым в его сообщении на конференции по абсолютному возрасту в 1961 г. для ряда точек Среднего Приднепровья. Консолидировавшиеся в результате гранитизации породы составили срединный массив, вокруг которого нарастали более молодые образования. Подобный же массив возможен (но пока не доказан) в районе между городами Хмельницким и Шепетовкой, а более мелкие блоки — в районах верховий Саксагани и низовий Базавлука, где, возможно, они входят в структуру более молодых геосинклинальных областей.

По существующей геохронологической шкале все названные образования относятся к нижнему архею, возможно, несколько переходя его верхнюю границу, соответствуя катархею (нижним саамидам) Кольского п-ова (Полканов и Герлинг, 1960). Для выделения на Украинском щите возрастных подгрупп, сходных с Кольским п-вом, пока нет оснований.

Второй период развития

В пределах возрастного интервала 2500—1500 млн лет проводится граница между верхним археем и нижним протерозоем (1800—1900 млн лет). В геологическом понимании эта граница характеризует собой резкий перерыв между образованием древнейших платформ и более молодыми (наложенными) складчатыми образованиями. Это представление впервые возникло для Канадского щита (Dunkan R. Derry, 1961).

По аналогии с Канадским щитом на Украине к протерозею всегда относилась Криворожская серия, время формирования пород которой, по данным А. И. Тугаринова, составляет 2600 млн лет, тогда как возраст позднего метаморфизма и наложенной минерализации составляет 1700—2100 млн лет. Синхронные метаморфизму пород Криворожской серии гранитоиды так называемого Кировоградско-Житомирского и Токовского комплексов оказываются по возрасту соответствующими 1800—2000 млн лет. Приведенные геохронологические данные свидетельствуют о перерыве между образованиями, считающимися археем и протерозоем, хотя и не таком резком, как это отмечается на Канадском и Южно-Африканском щитах. О наличии такого перерыва и, следовательно, о существовании в возрастном интервале 2500—1500 млн лет двух циклов свидетельствуют следующие геологические факты.

а) В конгломератах нижней и верхней свит Криворожской серии обнаружены гальки железистых роговиков, амфиболитов, мигматитов, плагногранитов, кварцитов и гнейсов, что указывает на существование в период седиментации криворожской серии образований, уже переживших складчатость, метаморфизм и гранитизацию. Такими породами

должны были явиться представители группы, включающей железистые кварциты и крупные горизонты амфиболитов, т. е. скорее всего серия, несколько отличная от Днепровской.

б) Под слабо наклоненными породами криворожской серии в Ингулецком районе залегают крутостоящие мигматизированные породы сланцево-метабазитового состава, что указывает на проявление по меньшей мере двух стадий или двух периодов складчатости.

в) Между комплексами пород криворожской серии и пород, изученных на Верховцевской, Сурской и других аномалиях Среднего Приднепровья, имеется существенная разница, заключающаяся в том, что первые представлены мощными толщами терригенно-хемогенных образований, которые играют весьма подчиненное значение во второй группе, сложенной преимущественно эффузивами основного и кислого состава. Кроме того, в структурном плане области развития пород криворожской серии преобладают субмеридиональные направления, а для второй — северо-западное.

Приведенные соображения позволяют выделить после нижнего архея второй — верхнеархейский — период развития, характерный прежде всего накоплением железисто-кремнисто-метабазитовой, ультрабазито-сланцевой и сланцево-кератофировой свит, относящихся, по-видимому, к самым начальным этапам прогибания геосинклинали. Огромная мощность (более 3000 м) указывает на значительную длительность и большую амплитуду прогибания этого этапа с максимумом в Верховцево-Никопольской зоне, для которой характерны вулканогенные отложения. В остальных частях Украинского щита в этот же период накапливались в основном терригенные (нижняя терригенная формация) осадки, превращенные в ходе метаморфизма в гнейсы различного состава. Образований, которые можно было бы отнести к более поздним геосинклинальным формациям — хемогенной, верхней терригенной, молассовой, в рассматриваемых районах пока не установлено. Все рассмотренные толщи относятся к единой Ингуло-Подольской серии, время седиментации пород которой достоверно не определено. Можно полагать, что этот процесс происходил значительно ранее, чем 2600 млн лет назад, судя по единичному определению возраста наложенной минерализации (2200—2600 млн лет). Чудново-бердичевские граниты, плагиограниты Кременчуга и Саксагани надежно датируются цифрами 2000—2200 млн лет. Поскольку они возникли в результате гранитизации, которая является постскладчатым процессом, можно считать, что Ингуло-Подольская серия пережила складчатость более чем 2200 млн лет тому назад.

Названные гранитоиды размещаются в антиклинальных структурах преимущественно северо-западного простирания (Волыно-Верхнебугский и Прикременчугский антиклинорий, а также антиклинальные структуры, разделяющие Криворожско-Кременчугский, Верховцево-Чертомлыкский и Славгородский синклинории) и тесно увязываются с мигматитами (винницитами, частично чарнокитами и плагиомигматитами). Им свойственны зональность и постепенные переходы с унаследованием структуры, отмечаемые, например, для ряда метабиты—плагиомигматиты—плагиограниты в Среднем Приднепровье и для ряда виннициты — чудново-бердичевские граниты.

Большинство определений абсолютного возраста пород Кировоградско-Житомирского комплекса попадает в интервал 1900—2000 млн лет с разбросом отдельных определений в пределах 1700—2200 млн лет. Образования, относимые к этому комплексу, представлены микроклиноплагиоклазовыми гранитами порфириформной, мелкозернистой и неравномернозернистой структуры и размещены внутри гнейсо-мигматитовой толщи, включающей Ингуло-Подольскую серию.

Микроклин повсеместно является более поздним образованием, чем плагиоклаз. При этом микроклинизация может происходить как непосредственно после образования плагиоклаза в пределах одних и тех же полос лейкократового гранитного материала в теневых, послойных, линзовых и тому подобных мигматитах, так и со значительным разрывом во времени с образованием наложенных, прожилковых зон, агматов и других форм, в том числе пегматоидных жил, указывающих на некоторое перемещение наиболее позднего гранитоидного материала. Процесс микроклинизации несомненно проходил в две стадии, и, вероятно, проявление поздней из них и определяет однородность значений абсолютного возраста пород Кировоградско-Житомирского комплекса, истинное время формирования которого остается неясным.

В целом о втором периоде развития докембрия можно сказать, что это был период геосинклинального развития, прерванного на начальных этапах складчатостью и гранитизацией преимущественно плагиоклазовой стадии без проявлений послейверсионных образований и гранитных интрузий. Несмотря на наличие в поле образований этого периода трещинных интрузий ультраосновного состава (девладовский и другие районы) нет оснований считать, что в этот период геосинклиналь полностью превратилась в платформу. Временем окончания этого периода развития условно принимается дата в 2000 млн лет, т. е. весь период охватывает верхний архей и может быть параллелизован с верхними и частично нижними саамидами, и, возможно, частью беломорид Балтийского щита, согласно схеме А. А. Полканова.

Третий период развития

Изучение каледонского и более молодого тектогенеза показывает, что случаев превращения сформировавшихся платформ или их частей в геосинклинальные области отмечено не было.¹

Характерной особенностью образований третьего периода развития является их приуроченность к сравнительно узким субмеридиональным зонам: Брусилов-Володарско-Одесской, Кременчугско-Криворожско-Херсонской, Павлоград-Белозерско-Приазовской. Хотя в общем эти зоны представляли собой, по-видимому, области обычного прогибания, в отдельных их частях, примыкающих к долгоживущим глубинным разломам, опускание было наиболее интенсивным, чем обусловлена наибольшая мощность и полнота геосинклинальных формаций. Образования последних условно называем субгеосинклинальными, хотя точнее их следует называть полногеосинклинальными, поскольку субгеосинклиналями, по М. М. Тетяеву и В. В. Белоусову, называются внутриплатформенные области прогибания и накопления мощных осадков, структурно выраженные синеклизами с платформенными формами складчатости, а в нашем случае складчатость имеет типично геосинклинальные формы. В Криворожско-Кременчугской зоне эти образования начинаются с вулканогенной (метабазитовой) формации, относящейся совместно с нижней терригенной формацией (конгломераты, аркозы, филлиты с измененными до тальков основными и ультраосновными эффузиями и интрузиями) к образованиям начальных этапов. В ранние этапы накопилась хемогенная формация в виде мощной свиты железистых роговиков и джеспилитов, чередующихся со сланцами. После ранней складчатости, обусловившей некоторое (местное) угловое несогласие, накопились песчано-карбонатно-углисто-глинистые отложения верхней свиты,

¹ Классическим примером заложения геосинклинали на древней платформе является Китайская платформа (В. М. Сипицын и А. В. Пейве, 1950). (Ред.).

представляющие собой верхнюю терригенную формацию средней стадии развития геосинклинали. Эта стадия характерна главной складчатостью и инверсией геотектонических условий (но не форм), после чего накопилась молласовая формация, представленная в районе рудника им. Фрунзе тысячеметровой толщей конгломератов. К поздним и конечным этапам относится возникновение блоковых структур и развитие глубоких расколов (Тарапаковский, Саксаганский, Восточный и др.), которые распространились за пределы развития криворожской серии и явились путями для внедрения основных и ультраосновных интрузий, а также токовских гранитов. В целом такие образования напоминают по типу комплекс пород краевых прогибов геосинклинали и повторяются в Конкско-Белозерской полосе, где несколько большее значение имеют вулканогенные отложения в верхней терригенной свите, и возможны на Херсонской и Одесской магнитных аномалиях.

В остальных частях подвижных зон третьего периода прогибание было или замедленным, или невыдержанным. В этих зонах отмечаются те же формации, что и в субгеосинклинальных, но мощности их значительно меньше и преобладают вулканогенные и, по-видимому, терригенные образования.

Из-за геосинклинальных форм складчатости к этим образованиям, условно называемым субплатформенными, отнесены сильно мигматизированные образования Ингулецкой и Орехово-Павлоградской зон, Западного Приазовья и Брусилов-Одесской зоны. В последнюю включаются гнейсы и мраморы р. Тетерев, кварциты, железистые кварциты, графитовые гнейсы и известняки Среднего Буга (Хашеватско-Завальевский комплекс), выделявшиеся ранее как основная часть тетерево-бугской свиты (серии). Основанием для их включения в образования третьего периода развития является структурное единство названных точек развития тетерево-бугской серии с недавно (1959 г.) выявленными железистыми кварцитами Володарского района и очень близкая аналогия с Ингулецкой зоной. Таким образом, как для субгеосинклинальных, так и для субплатформенных зон выделяется единая осадочно-метаморфическая криворожско-тетерево-бугская серия. Более высокая степень ультраметаморфизма субплатформенных образований вызвана, вероятно, более высокой проницаемостью их из-за преобладания терригенных образований, а также еще не вполне ясными структурными особенностями.

Время седиментации пород третьего цикла, по данным А. И. Тугаринова (устное сообщение), определяется интервалом 2200—2500 млн лет, судя по определению возраста конгломератов нижней свиты и апатитов в верхней свите криворожской серии, а также по наиболее древнему возрасту наложенной минерализации (2100 млн лет). Ряд исследователей относит криворожскую серию к протерозою в связи с тем, что большее число определений, особенно по аргоновому методу, находится в пределах 1700—2000 млн лет. Вероятно, цифра 1700—2000 млн лет указывает на наиболее поздний процесс минералообразования, связанный с ультраметаморфизмом третьего цикла. Первичный же метаморфизм всей криворожско-тетерево-бугской серии протекал не менее 2000 млн лет назад, т. е. в заключительный период формирования второго, верхнеархейского, цикла.

Ультраметаморфизм и гранитизация рассматриваемого цикла характерны сравнительно небольшим развитием плагиомигматитов и плагиогранитов. Вероятно, лишь некоторые гранодиориты (а именно собиты) относятся к этому циклу. Образования микроклин-плагиоклазовой стадии более характерны, что подтверждается, например, фактами нахождения «ксенолитов» криворожских пород в кировоградских гранитах, установленных Н. П. Семененко. Определенная часть микроклин-плагио-

класовых мигматитов и гранитов из тех, которые ранее полностью относились к Кировоградско-Житомирскому комплексу, и характеризующаяся возрастом 1900—2000 млн лет, должна быть отнесена к этому циклу. Более молодыми проявлениями ультраметаморфизма и гранитизации являются микроклиновые мигматиты и граниты, причем последние зачастую приобрели высокий реоморфизм и встречаются в виде разломных интрузий (токовские, верблюженские, боковьянские, новоархангельские и другие граниты с абсолютным возрастом 1700—1900 млн лет). Для этого периода также характерны собственно магматические образования в виде дифференцированных плутонов Коростеньского интрузивного комплекса, представленного габбро-лабрадорито-рапакиви-гранофировой формацией с возрастом 1700—1800 млн лет, и, наконец, образования Приазовского щелочного комплекса (1500—1750 млн), являющегося типичным образованием конечных этапов геосинклинального развития. По возрасту щелочного комплекса можно принять дату в 1500 млн лет за верхний предел существования подвижной зоны третьего цикла.¹

Полагая микроклинизацию и ее реоморфические формы в виде красных гранитов (токовских и др.) основным типом гранитизационных проявлений третьего цикла, можно было бы считать период около 1800 млн лет верхним пределом собственно гранитизационных образований, после которых следуют уже интрузивные. Однако гранитизация продолжала проявляться в отдельных, сравнительно узких зонах без выхода на существующий уровень кристаллических пород. О таком проявлении свидетельствует резкое расхождение абсолютного возраста, определенного свинцово-изотопным методом (1900—2200 млн лет) и К—Аг-методом по биотитам (1400—1600 млн лет), чудново-бердичевских гранитов и более молодых чарнокитов вдоль Калиновской и Корнинской зон разломов. Отмеченное «омоложение» биотитов четко выражено в так называемых уманских гранитах, которые по составу отвечают микроклин-плагноклазово-изотопной стадии гранитизации, но имеют резко оторванные проявления микроклинизации. По единичному определению свинцово-изотопным методом, возраст уманских гранитов может быть оценен в 1900 млн лет, а по К—Аг-методу — в 1500—1600 млн лет, что и принимается как возраст наиболее молодого метаморфизма (гранитизации) третьего периода развития.²

Общая особенность рассматриваемого периода состоит в том, что его геотектонические условия благоприятствовали образованию геосинклинальных формаций всех этапов, хотя и накопившихся в более узких зонах по сравнению с верхнеархейской геосинклиналью.

Эти зоны выражены субмеридиональным планом структур, пересекающих систему верхнеархейской складчатости. Гранитизация этой эры характерна большим развитием поздних стадий (микроклиновой), реоморфизмом и магмообразованием с возникновением интрузий. Для параллелизации с другими районами возрастные пределы цикла определены недостаточно. Сходство возраста раннего метаморфизма и состава железорудных образований Криворожья, Оленегорска и КМА позволяет отнести их к саамидам, гранитизационные образования соответствуют карелидам и свекофенидам. Достаточно определенно можно говорить лишь о времени окончания цикла — 1500 млн лет, условно называя весь цикл нижнепротерозойским.³

¹ Коростеньский интрузивный комплекс (интрузия габбро-лабрадоритов) и Приазовский щелочной комплекс (интрузия центрального типа) — типичные представители платформенных образований. Время превращения участков образования этих пород в области с платформенным режимом развития, очевидно, 1850—1900 млн лет. (Ред.).

² Омоложение может быть связано не только с гранитизацией, но и с иными процессами. (Ред.).

³ Время окончания цикла нельзя считать обоснованным, так как даже приведенный авторами материал свидетельствует о завершении процессов осадконакопления,

Четвертый период развития

В период между 1500 млн лет и отложением типично платформенных свит рифея (500—600 млн лет) большая часть Украинского щита, по-видимому, находилась в условиях платформы. Более того, образования овручской серии, представленные конгломератами, кварцитами, пиррофилитовыми сланцами и пластовыми интрузиями кислого состава и характеризующиеся возрастом около 1400 млн лет (кварц-порфиры у с. Рудня-Переброды — 1310 млн лет), многими исследователями считались образованиями платформенного этапа развития. Породы овручской серии залегают в виде очень пологой складки с субширотным простиранием пород и разномным ограничением, т. е. структурно, по-видимому, представляют грабен-синклиналь. К этим породам тесно примыкают пержанские и осницкие граниты, рассматривающиеся как продукт гранитизации песчаников (особенно клесовиты), а также метасоматические образования суцано-пержанской зоны. Породы Коростеньского комплекса, по геохронологическим данным, древнее овручской серии. Это положение оспаривается рядом исследователей, которые отмечают интрузивные контакты и даже ксенолиты пород овручской серии в рапакивиоподобных гранитах, относимых к коростеньскому комплексу. Воздействие рапакивиоподобных гранитов на овручскую серию, вполне вероятно, относится не к коростеньскому, а к осницкому комплексу, пержанские граниты которого очень сходны по своему составу с рапакиви. М. С. Филиппов и Л. В. Комлев (1964) полагают, что молодой метаморфизм, с которым связаны метасоматические образования суцано-пержанской зоны, распространялся также и на район развития овручской серии и осницких гранитов. Монолитные породы (равно как и Коростеньский плутон) явились устойчивыми по отношению к этому процессу и сохранили возраст более 1800 млн лет, что и является истинным возрастом как осницких гранитов и овручской серии, так и коростеньского комплекса. С таким представлением едва ли можно согласиться, так как возраст сфена, цирколита и колумбита из пержанских гранитов равен 1250—1450 млн лет. Названные минералы образовались одновременно с гранитами, и поэтому последнюю дату никак нельзя интерпретировать как дату молодого динамотермального метаморфизма.

Таким образом, к четвертому периоду развития докембрия относится накопление достаточно мощной толщи преимущественно терригенных осадков овручской серии, их складчатость и метаморфизм, а также соответствующая эра гранитизации. Поэтому можно допустить, что и последний период докембрия протекал в условиях геосинклинального прогибания на весьма ограниченной окраинной части Украинского щита. Эти условия, очевидно, уже не отвечали расцвету геотектонических движений, были стадией превращения геосинклинали в молодую платформу. Четвертый период по возрасту соответствует протерозою; в отличие от третьего периода он может быть условно (из-за отсутствия образований возраста 500—1200 млн лет) назван верхним протерозоем. На Балтийском щите верхнепротерозойским образованиям Украины по составу и возрасту, очевидно, соответствуют готиды.

Выводы

Геологическая история докембрия Украины рассматривается как последовательное, многоциклическое геосинклинальное развитие, сочетающееся с процессами ультраметаморфизма и гранитизации.

метаморфизма и складчатости ко времени 1700—1900 млн лет. Более поздними являются процессы омоложения и проявления уже платформенного магматизма. (Ред.).

Выделены четыре тектоно-гранитизационных цикла большой длительности (1000—1500 млн лет), которые различаются между собой планами складчатости, полнотой формаций (соответственно проявленным этапам развития геосинклинали) и гранитизационных явлений. В нижнем архее геосинклинальное развитие достигло по меньшей мере средних этапов, в верхнем архее — только ранних, в нижнем протерозое оно характеризуется наибольшей полнотой развития вплоть до интрузий конечных этапов. В верхнем протерозое начинается платформенный режим развития. Для архейских циклов значительную роль играли натриевая и калий-натриевая стадии ультраметаморфизма и гранитизации, а для протерозоя — калий-натриевая и калиевая. Общее направление развития состояло в последовательном сокращении площади подвижной зоны. В конце нижнего архея, очевидно, впервые возникли средние массивы (платформенные ядра), вокруг которых постепенно нарастали более молодые образования.

Наибольшее металлогеническое значение имеют циклы с наиболее полным проявлением тектоно-гранитизационных явлений, в частности нижний протерозой. Для этого цикла характерно осадочно-метаморфическое, магматическое и метасоматическое рудообразование.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н., Г. И. Каляев и др. Металлогения железорудной провинции Украины. В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон, Изд. АН УССР, 1960.
- Белевцев Я. Н. Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов. В сб.: Вопр. метод. составления металлоген. и прогнозных карт, Изд. АН УССР, 1960.
- Белевцев Я. Н., А. И. Стрыгин. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование. Докл. сов. геологов. XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 14, Изд. АН УССР, 1960.
- Виноградов А. П., Л. В. Комлев и др. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН УССР, 1960.
- Другова Г. М., Л. В. Климов, Н. Г. Судовиков и др. Геология докембрия Аданского промышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, Изд. АН СССР, 1960.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозь-магматическими растворами и гранитизацией. Тр. I Всесоюзн. петрограф. совещ. АН СССР, 1955.
- Никольский А. П. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 37, 1960.
- Половинкина Ю. Ир. Геологическое развитие Украинского кристаллического массива. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН СССР, 1960.
- Семенико Н. П., С. П. Родионов и др. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Семенико Н. П. Геохронологическая шкала докембрия по материалам АН УССР. Тр. IX сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1961.
- Судовиков Н. Г. Граниты и рудообразование. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 14, Изд. АН УССР, 1960.
- Усенко И. С. Про стратиграфію Українського кристалічного щита. Геол. журн., т. XV, вып. 4, 1955.
- Филипов М. Е., Л. В. Комлев, Г. Н. Кучипа. Возрастные данные аргонного метода для пород северо-запада Украинского щита. Тр. IX сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1961.

А. П. Никольский

О МЕТАМОРФИЗМЕ ВЕРХНЕАРХЕЙСКИХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Докембрий юго-западной части Русской платформы относительно детально изучен в пределах территории Украинского щита (УКЩ) и Курской магнитной аномалии (КМА). За пределами указанных регионов сведения о докембрии весьма скудны, основаны на изучении кернов редких скважин, отстоящих друг от друга на десятки, а иногда сотни километров.

Приведенные в статье материалы касаются только территории УКЩ и КМА.

В течение верхнего архея на территории УКЩ и КМА, имевших сходную историю развития, существовала подвижная зона типа геосинклинали. Вулканогенно-осадочные породы этой зоны в результате метаморфизма превращены в разнообразные кристаллические сланцы и гнейсы, относящиеся к трем сериям: 1) сланцево-амфиболитовой (УКЩ) или михайловской (КМА), 2) криворожской (УКЩ) или курской (КМА) и 3) гнейсовой. Образования этих трех серий относятся к криворожскому метаморфическому комплексу. Многофазные интрузивные породы верхнего архея и метасоматические граниты, связанные с ними, объединены под названием криворожского интрузивного цикла, включающего 6 разновозрастных комплексов.

Метаморфические преобразования первичноосадочно-вулканогенных пород протекали взаимосвязано с магматизмом, процессами гранитизации. Минералогический состав возникших при метаморфизме пород зависел от интенсивности явлений перекристаллизации исходного состава изменившихся пород и, наконец, от характера и количества привнесенных элементов.

Породы гнейсовой, сланцево-амфиболитовой (михайловской) и криворожской (курсской) серий отличаются своеобразным литологическим составом; этим определяются некоторые характерные черты, свойственные метаморфизму этих пород.

Представления автора о геологии докембрия юго-западной части Русской платформы детально освещены для восточной части УКЩ в опубликованных работах (Никольский и Ефимов, 1960; Елисеев, Никольский, Кушев, 1961).

Гнейсовая серия является стратиграфически более молодой в толще верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы. Но метаморфизм наиболее интенсивно проявлен в породах этой серии, поэтому рассмотрение метаморфизма начинается с пород гнейсовой серии.

О метаморфизме пород гнейсовой серии

Породы гнейсовой серии первоначально представляли, вероятно, флишеидные толщи, в которых наиболее широко были распространены толщи песчано-глинистого состава, впоследствии превращенные в гнейсы.

В подчиненном количестве среди пород гнейсовой серии в виде стдельных пластов, пачек, горизонтов установлены амфиболо-пироксеновые гнейсы, железистые кварциты, доломитовые мраморы.

Песчано-сланцевые толщи гнейсовой серии почти нацело превращены в гнейсы и на огромных площадях подверглись интенсивной гранитизации. Среди гнейсовых толщ очень редко удается установить крайне незначительные участки биотито-кварцевых сланцев, иногда с реликтами псаммитовых и пелитовых структур.

Первые преобразования песчано-сланцевых толщ гнейсовой серии тесно связаны с ранней фазой гранитизации, которая проявилась весьма интенсивно и почти повсеместно. Эта ранняя фаза гранитизации сопровождалась привнесом растворов, несущих тепло, натрий, отчасти глинозем и кремнезем.

Длительные процессы регионального метаморфизма верхнеархейских толщ выражаются в постоянном развитии сланцеватости, катаклаза пород, метаморфической дифференциации. Развитие сланцеватости и катаклаза верхнеархейских пород способствовало проникновению флюидов, несших тепло. Это вначале вызывало региональную перекристаллизацию песчано-глинистых пород, превращение их в биотито-кварцевые и амфиболо-биотито-кварцевые сланцы. За счет богатых глиноземом, магнием, органикой осадков возникали биотито-кварцевые сланцы с алмандином, силлиманитом, ставролитом, кордиеритом, графитом. При последующем развитии метаморфизма биотит в сланцах замещается олигоклазом; возникающие при этом биотито-кварцево-полевошпатовые или амфиболо-биотито-кварцево-полевошпатовые породы уже представляют собой гнейсы.

Превращение амфиболо-биотито-кварцевых сланцев в гнейсы — это процесс гнейсификации, который обусловлен привнесом растворов, содержащих натрий, глинозем и кремнезем. Преобразование биотито-кварцевых сланцев в гнейсы хорошо устанавливается в зонах переходов от биотито-кварцевых сланцев к биотитовым гнейсам. В шлифах пород, взятых из переходных зон, наблюдается отчетливое замещение значительного количества биотита олигоклазом. Биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы — макроскопически мелкозернистые, меланократовые породы, с характерной полосчатой и сланцеватой текстурой.

Полосчатость в гнейсах обусловлена различным количественным содержанием минералов и размером зерен в отдельных полосах пород. В замках складок плоскости полосчатости в гнейсах расположены под углом или поперек к сланцеватости пород. Полосчатость рассматривается как реликты слоистости пород. Случаи переходов гнейсов в сланцы с реликтами структур осадочных пород, полосчатость как реликты слоистости, высокое содержание в гнейсах биотита, иногда гранатов и силлиманита дает основание геологам довольно единодушно считать эти породы парагнейсами.

На огромных площадях парагнейсы под воздействием ранней фазы гранитизации оказались превращенными в олигоклазовые мигматиты и гранито-гнейсы. Эта ранняя фаза гранитизации обусловлена, как и гнейсификация, миграцией натрия, глинозема и кремнезема. Проявление ранней фазы гранитизации, как и гнейсификации, заключается также в замещении в парагнейсах биотита олигоклазом. Но возникшие при этом гранитного состава породы более крупнозернистые и более лейкократовые, чем парагнейсы. В мигматитах парагнейсы обычно имеют постепенные переходы в гранито-гнейсы, но эти переходы наблюдаются на коротких отрезках, по размерам зерен и минералогическому составу олигоклазовые гранито-гнейсы резко отличаются от парагнейсов. Их тела нередко имеют секущие контакты с парагнейсами. На огромных про-

странствах парагнейсы почти нацело замещены гранито-гнейсами, а некоторые участки замещенных парагнейсов сохранили лишь теневые контуры. Гранито-гнейсы — это теневые мигматиты.

Вторая фаза ярко выраженной гранитизации и метаморфизма среди верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы сопровождалась привнесом значительных количеств калия. Биотито-кварцевые сланцы и парагнейсы вблизи контактов с зонами проявленной гранитизации, сопровождавшейся привнесом калия, становятся более крупнозернистыми; проявление калиевого метасоматоза устанавливается по образованию розовых порфиробластов микроклина, замещающих биотит и олигоклаз в сланцах и парагнейсах. Интенсивное проявление гранитизации с привнесом калия приводило к образованию розовых среднезернистых и крупнозернистых микроклиновых гранито-гнейсов.

Калиевый метасоматоз выражен только в форме гранитизации; гнейсификации, подобной той, которая выявлена в начальные стадии натриевого метасоматоза, здесь не проявлено. Гранитизация с привнесом калия часто наложена на олигоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты; такие смешанные породы называют полимигматитами.

Позднейшая фаза гранитизации верхнеархейского интрузивного цикла в пределах юго-западной части Русской платформы проявляется в виде образования аплитовидных мигматитов и аплитовидных гранито-гнейсов. Аплитовидные мигматиты и гранито-гнейсы развивались, замещая олигоклазовые и микроклиновые гранито-гнейсы.

Аплитовидные гранито-гнейсы — мелкозернистые, розового, редко серого цвета породы, в большинстве случаев лейкократовые. В их составе микроклин преобладает над альбит-олигоклазом. Обратные соотношения встречаются, но редко.

Биотитовые сланцы вблизи контакта с аплитовидными гранито-гнейсами становятся обычно крупнозернистее, в парагнейсах подобные изменения выражены слабее. В парагнейсах и биотитовых сланцах вблизи аплитовидных гранито-гнейсов нередко наблюдается замещение биотита хлоритом, редко мусковитом. Тела аплитовидных мигматитов и гранито-гнейсов наблюдаются в виде узких полос или неправильных участков. Такие участки весьма многочисленны, но размеры их измеряются десятками и сотнями квадратных метров, реже долями квадратных километров и километрами.

Среди биотитовых гнейсов нередко встречаются пласты и пачки пироксеновых гнейсов. Это сланцеватые, с гранобластической структурой, мелкозернистые, серого цвета породы; пироксеновые гнейсы содержат 50—60% андезин-лабрадора, 10—40% пироксенов (главным образом гиперстен, диопсид), 10—20% кварца, гранат. По мнению Ю. И. Половинкиной (1955), пироксеновые гнейсы возникли за счет метаморфизма основных пород типа диабазов. В пироксеновые гнейсы они были превращены в стадию гнейсификации, когда, по-видимому, возник или перекристаллизовывался гиперстен.

Гранитизация с привнесом натрия, глинозема и кремнезема захватила и пироксеновые гнейсы. В результате гранитизации последних возникали гиперстеновые гранито-гнейсы, которые отличаются от пироксеновых гнейсов большей крупнозернистостью, более кислым плагиоклазом, большим содержанием кварца и меньшим содержанием гиперстена. Последний в гиперстеновых гранито-гнейсах является реликтовым минералом. В процессе гранитизации он замещается олигоклазом, кварцем, амфиболом. Гиперстеновые гранито-гнейсы развиты главным образом в западной части УКЩ. Они относятся к чарнокитовой формации. Так как в указанного типа гранито-гнейсах полевого шпата представлен плагиоклазом, а калиевого полевого шпата совсем немного, то такие гиперсте-

новые гранито-гнейсы следует относить, согласно К. Тилли, к эндебитам.

Следует отметить, что породы чарнокитовой серии в пределах УКЩ возникают не только за счет пироксеновых гнейсов, но и габбро-норитов. Последние, подвергаясь ранней фазе гранитизации с привнесом натрия, глинозема и кремнезема, превращались также в гиперстено-олигоклазовые гранито-гнейсы типа эндебитов. Эндебиты, возникшие по габбро-норитам, особенно широко распространены в юго-западной части УКЩ и отмечены также в пределах Орехово-Павлоградской зоны.

При гранитизации пироксеновых гнейсов и габбро-норитов с привнесом калия возникают гиперстено-микроклиновые гранито-гнейсы. Гранитизация с привнесом калия захватывает и эндебиты. При этом замещение олигоклаза калиевым полевым шпатом происходит как в виде антипертитовых прорастаний, так и в виде развития отдельных зерен. Наряду с микроклиновыми гранито-гнейсами встречаются массивные микроклиновые гиперстеносодержащие граниты. В таких гранитах нередко встречаются реликт-ксенолиты гранитизированных габбро-норитов или пироксеновых гнейсов. Подобные гиперстеновые микроклиновые граниты развиты по р. Боковеньке, в среднем течении бассейна р. Ингульца, у дер. Малиновки. При развитии аплитовидных гранито-гнейсов по габбро-норитам и пироксеновым гнейсам гиперстен обычно редко сохраняется. Образование пород чарнокитовой серии в пределах УКЩ в результате гранитизации в настоящее время признается многими геологами Украины (Костюк, 1955 г.; Половинкина, Наливкина, 1955; Усенко, 1956 г.; Пазюк, 1957 г.; Наливкина, 1962, и др.).

Среди пород гнейсовой серии Орехово-Павлоградской, Ингулецкой и Володарской зон имеются многочисленные участки, сложенные толщами железистых кварцитов (Никольский и Ефимов, 1960). В большинстве участков железистые кварциты гнейсовой серии представлены отдельными пластами или маломощными пачками пластов, которые претерпели интенсивный метаморфизм. Пластообразные тела железистых кварцитов, мощность которых измеряется метрами или десятками метров, залегают обычно согласно в толщах биотитовых парагнейсов. В составе железистых кварцитов, кроме магнетита и кварца, очень часто присутствуют куммингтонит, гиперстен. В участках интенсивного проявления гранитизации парагнейсы, вмещающие железистые кварциты, бывают почти нацело замещены, тогда как пласты железистых кварцитов поддаются гранитизации значительно слабее или вообще не гранитизируются.

В участках дробления и трещиноватых железистых кварцитов нередко наблюдаются порфиробласты олигоклаза, заместившие магнетитовые кварциты. В зонах интенсивного проявления ранней фазы гранитизации магнетитовые кварциты иногда замещаются полностью с образованием олигоклазитов или кварцевых олигоклазитов, близких по составу кварцевым натриевым сиенитам.

Переход от олигоклазитов к железистым кварцитам иногда носит зональный характер. Непосредственно к кварцевым олигоклазитам примыкает зона биотито-куммингтонито-гиперстено-магнетитовых пород с гранатом и вкрапленниками порфиробластов олигоклаза. Далее идет зона биотитизированных куммингтонито-гиперстено-кварцево-магнетитовых пород со слабо выраженной полосчатостью. Указанные слабо полосчатые породы переходят в обычные полосчатые куммингтонито-гиперстеновые магнетитовые кварциты. Мощность перечисленных зон обычно измеряется сантиметрами и десятками сантиметров. Иногда на контакте магнетитовых кварцитов с олигоклазовыми гранитами развиваются зоны гиперстенинов, мощность которых измеряется десятками сантиметров.

При гранитизации магнетитовых кварцитов с привнесом калия иногда возникают микроклиниты, по составу близкие к сиенитам. Гиперстен в магнетитовых кварцитах замещается куммингтонитом, обыкновенной роговой обманкой с повышенной щелочностью, эгирин-авгитом (Елисеев, Никольский, Кушев, 1961). При гранитизации железистых кварцитов гнейсовой серии нередко можно наблюдать миграцию железа в зоны контакта и более верхние горизонты толщ железистых кварцитов. При этом кварц, амфиболы и пироксены в магнетитовых кварцитах замещаются магнетитом с образованием массивных, богатых магнетитовых руд.

Западнее криворожского пояса, среди пород гнейсовой серии, выделена толща железистых кварцитов под названием анновской свиты. Мощность анновской свиты достигает 500 м. Среди такой мощной пачки железистых кварцитов распространены слабо метаморфизованные породы (Никольский и Ефимов, 1960). Доломитовые мраморы, встречающиеся среди толщ гнейсовой серии, нередко содержат диопсид и форстерит, частично замещенный серпентинитом.

Метаморфизм пород сланцево-амфиболитовой и михайловской серий

Среди сланцево-амфиболитовой и михайловской серий мощные песчано-сланцевые толщи превращены в парагнейсы, как и подобные же породы гнейсовой серии.

Широко распространенные в сланцево-амфиболитовой и михайловской сериях вулканические образования основной магмы подверглись интенсивному рассланцеванию и превращению в амфиболиты. Главные минералы амфиболитов — плагиоклаз и амфибол. В качестве второстепенных минералов присутствуют магнетит, кварц, карбонат, сфен, апатит. Плагиоклаз-андезин и олигоклаз образуют зерна неправильных очертаний; встречаются участки с призматическими зернами плагиоклаза, являющиеся реликтами диабазовой структуры. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, иногда актинолитом. При перекристаллизации вулканитов основной магмы обыкновенная роговая обманка возникла за счет пироксенов и плагиоклазов.

При гранитизации амфиболитов с привнесом натрия, глинозема и кремнезема в амфиболитах появлялись порфиробласты олигоклаза, пластинки слюды. Увеличение количества олигоклаза шло за счет замещения амфибола, а затем слюды, что приводило к возникновению олигоклазовых гранито-гнейсов. У контактов олигоклазовых гранито-гнейсов амфиболиты обычно заметно биотитизированы, а иногда превращены в кварцево-плагиоклазо-биотитовые сланцы.

При гранитизации амфиболитов с привнесом калия возникали микроклиновые гранито-гнейсы, а позже аплитовидные гранито-гнейсы. При этом амфиболиты нередко превращались в клиноцоизито-эпидото-амфиболовые породы с карбонатом и биотитом или эпидозиты.

Следует отметить, что амфиболиты значительно слабее поддаются гранитизации, чем биотитовые гнейсы. Когда подвергаются гранитизации толщи биотитовых парагнейсов, перемежающиеся с редкими полосами амфиболитов, то биотитовые парагнейсы почти нацело бывают превращены в гранито-гнейсы, а полосы амфиболитов сохраняются мало измененными; некоторые геологи такие полосы ошибочно принимают за дайки.

Для пород сланцево-амфиболитовой серии восточной части УКЩ характерна многократная перемежаемость амфиболитов, амфиболо-биотито-кварцевых, хлорито-кварцевых, карбонатно-актинолитово-хлоритотальковых сланцев, альбитофиров, карбонатно-гидрослюдково-амфиболо-

магнетитовых кварцитов, биотито-гранато-куммингтонитовых сланцев. В таких толщах гранитизация не проявляется или развивается очень слабо, она как бы гасится; в осадочных породах таких толщ нередко сохраняются реликты пелитовых и псаммитовых структур, в вулканитах — порфиновые структуры. Даже в карбонатно-актинолито-хлоритотальковых сланцах, возникших за счет вулканитов ультраосновной магмы, иногда встречаются порфиновые структуры, характерные для пикритов.

Ю. И. Половинкина и Э. Б. Наливкина (1955) обнаружили на небольшом участке северо-западной части Конкских магнитных аномалий ставролито-андалузито-биотито-кварцевые, кордиерито-гранато-биотито-кварцевые и магнетито-гранато-гиперстеновые сланцы. Но подобные высокотемпературные образования не характерны для толщ сланцево-амфиболитовой серии, трудно поддающихся гранитизации.

Метаморфизм пород криворожской и курской серий

Толщи пород криворожской и курской серий занимают значительные пространства в юго-западной части Русской платформы. Породы этих серий являются типичными представителями формации железистых кварцитов и характерны для докембрия.

С железистыми кварцитами криворожской и курской серий связаны колоссальные запасы метаморфизованных, метаморфических и остаточных железных руд. Поэтому всестороннее геологическое их изучение имеет большое практическое значение.

Вследствие большого литологического различия отдельных свит криворожской и курской серий метаморфизм их рассмотрен отдельно для пород нижней, средней и верхней свит.

Породы нижней свиты криворожской и курской серий возникли главным образом за счет кварцевых песчаников, кварцевых конгломератов, песчано-глинистых сланцев; последние перемежаются с песчанками, а в верхней части нижней свиты слагают так называемый «филлитовый» горизонт. В породах нижней свиты курской серии широко распространены кварцевые порфиры. Породы нижней свиты курской и криворожской серий нередко лежат на амфиболитах сланцево-амфиболитовой серии. В этом случае они сравнительно слабо метаморфизованы, в песчаниках часто можно наблюдать очертания отдельных песчинок, хорошо сохранилась псаммитовая структура, в конгломератах отчетливо различаются границы отдельных галек. Цементом галек служит песчанистый материал, состоящий из песчинок кварца, циркона, монацита, чешуек серицита, фуксита, зерен пирита. Породы, возникшие за счет песчано-глинистых сланцев, представлены биотито-кварцевыми, реже серицито-кварцевыми микросланцами, иногда с реликтами алевролитопелитовой структуры. В тех случаях, когда породы нижней свиты контактируют с олигоклазовыми гранито-гнейсами, плагиогранитами и более поздними комплексами гранитоидов, метаморфизм в осадочных породах проявлен интенсивно. В таких участках кварцевые песчаники превращены в кварциты, нередко с серицитом и мусковитом, участками турмалинизации, структура пород гранобластическая. Если кварцевые песчаники содержат заметную примесь магнезиально-железистого материала, в них появляется ставролит, гранат. Иногда кристаллы ставролита наблюдаются в виде призматических кристаллов длиной до 10—12 см.

Кварцевые конгломераты нижней свиты криворожской и курской серий вблизи контактов с олигоклазовыми гранито-гнейсами, плагиогранитами и другими гранитоидами также бывают превращены в кварциты, границы галек в таких породах различаются с трудом. Гальки

резко вытянуты по сланцеватости, имеют карандашевидную форму. Биотито-кварцевые микросланцы вблизи контактов с олигоклазовыми гранито-гнейсами и другими гранитоидами превращаются в крупнокристаллические биотито-кварцевые сланцы, а в некоторых участках превращены в биотитовые парагнейсы. Иногда биотито-кварцевые сланцы нижней свиты подвергались гранитизации с образованием согласных полос олигоклазовых, микроклиновых и аплитовидных гранито-гнейсов. Кварцевые песчаники нижней свиты сравнительно редко подвергаются гранитизации с превращением их в мигматиты и гранито-гнейсы. Образование олигоклазовых гранито-гнейсов по песчаникам нижней свиты было отмечено лишь в отдельных участках Желтореченской и Саксаганской полос Криворожского пояса (Никольский и Ефимов, 1960), а также в районе Чернянского месторождения КМА. Очень часто наблюдаются резкие контакты кварцевых песчаников с гранито-гнейсами и гранитами.

Кварцевые порфиры, распространенные в нижней свите курской серии, интенсивно рассланцованы, превращены в порфиroidы.

Средняя свита курской и криворожской серий сложена железистыми кварцитами, которые перемежаются со сланцами, редко встречаются песчаники, спилиты; в составе пород криворожской и курской серий распространены излившиеся и жильные породы ультраосновной магмы.

Метаморфизм пород средней свиты криворожской и курской серий проявлен, как и в породах нижней свиты, неравномерно. В районах, где породы средней свиты обеих серий имеют значительную мощность, синклинальное залегание и слабо разбиты разломами, метаморфизм проявлен слабо, нередко наблюдаются первичные структуры осадочных и магматических пород. В районах, где породы средней свиты имеют моноклинальное залегание, небольшую мощность, метаморфизм проявлен интенсивно. Так, например, в пределах Саксагенской полосы, особенно в пределах криворожской синклинали, распространены мелкозернистые, иногда краснополосчатые гематито-магнетитовые и мартиновые кварциты с карбонатом; красные полосы принадлежат прослойкам кварцитов, пропитанных тонкозернистым, почти дисперсным гематитом. Гематито-магнетитовые кварциты возникли за счет метаморфизма хлорито-карбонат-лимонито-кремнистых пород. Пачки сланцев, перемежающиеся с железистыми кварцитами хлорито-биотито-кварцевого состава, тонкозернистого сложения, нередко с реликтами пелитовой структуры. Подобные же слабо метаморфизованные железистые кварциты и сланцы средней свиты распространены в ряде участков Староскольского узла Осколецкой синклинали и других участков. В ряде районов, где мощность пород криворожской серии небольшая или распространены разломы, породы средней свиты подверглись более интенсивному метаморфизму. Здесь распространены крупнокристаллические куммингтонито-грюнерито-магнетитовые кварциты, куммингтонито-магнетитовые, гранато-куммингтонитовые, гранато-куммингтонито-биотитовые сланцы. Нередко метаморфизм в породах средней свиты бывает проявлен неравномерно. Полосы крупнокристаллических куммингтонито-гранато-биотитовых сланцев перемежаются с хлорито-кварцевыми микросланцами, в которых сохранились следы пелитовой структуры. Подобное неравномерное проявление интенсивности метаморфизма обусловлено различным проникновением в породы флюидов, способствовавших перекристаллизации. На отдельных участках наблюдалась избирательная гранитизация. Например, некоторые пачки сланцев, зажатые среди пластов железистых кварцитов, подверглись гранитизации, а железистые кварциты остались не затронутыми гранитизацией. В пределах Кировского рудопроявления криворожского рудного пояса полоса полевошпато-кварцевых песчаников в результате гранитизации оказалась превращен-

ной в аплитовидные гранито-гнейсы, а сланцы и железистые кварциты, вмещающие песчаники, гранитизацией не затронуты.

В пределах Чернянского месторождения КМА, где породы нижней свиты курской серии заметно инъецированы олигоклазовыми гранито-гнейсами, в средней свите нередко встречаются полосы гиперстено-кумингтонито-магнетитовых роговиков.

Среди пород криворожской серии широко распространены хлорито-карбонатно-тальковые, тальково-актинолитовые сланцы, которые возникли по излившимся пикритам и их туфам (Никольский и Ефимов, 1960). В курской серии имеется большое количество согласных тел ультраосновных пород, богатых титаном и превращенных в ильменитсодержащие биотито-карбонатные, биотит-карбонатно-амфиболовые сланцы. Указанные ультраосновные породы возникли до складчатости, впоследствии они совместно с вулканогенно-осадочными толщами верхнего архея подверглись интенсивной складчатости, рассланцеванию и изменениям.

Метаморфизм верхнеархейских основных и ультраосновных интрузивных пород

Выше отмечено, что внедрение верхнеархейских габбро-диабазов и перидотитов происходило после главной фазы складчатости. Поэтому основные и ультраосновные интрузивные породы УКЩ и КМА значительно слабее рассланцованы, чем вулканические породы того же состава, возникшие до складчатости. Среди массивов интрузивных основных и ультраосновных пород значительно чаще встречаются первичные магматические структуры, обычно полнокристаллические, не порфировые. В качестве реликтов в этих породах часто можно встретить пироксен, оливин, но большая часть их замещена амфиболами, серпентинами, хлоритом, тальком и карбонатом. Интрузивные габбро-диабазы обычно превращены в амфиболиты, а ультраосновные породы в серпентиниты, реже тальково-магнетитовые породы. В контактах с гранито-гнейсами основные и ультраосновные породы подверглись интенсивной биотитизации. В контактах калиевых гранито-гнейсов и гранитов тела ультраосновных пород часто бывают окружены зонами слюдитов.

Основные и ультраосновные интрузивные породы являлись неблагоприятным материалом для развития гранитизации, которая в указанных породах проявлена слабо. При гранитизации ультраосновных пород в северо-западной части УКЩ возникли сапфирин-корунд-биотитовые микроклиниты и биотит-анортитовые породы, содержащие гибшит (Наливкина, 1962).

Гидротермальный метаморфизм

Рассмотренные выше процессы метаморфизма и ультраметаморфизма верхнеархейских пород проявились регионально; они тесно связаны с высокотемпературной гнейсификацией и многофазной гранитизацией пород.

Гидротермальный метаморфизм проявлен локально, генетически связан с развитием комплекса аплитовидных гранитов и гранито-гнейсов.

Высокотемпературные гидротермально-метасоматические процессы широко проявились при образовании пегматитов. Последние в подавляющем большинстве случаев возникали путем метасоматического преобразования аплитовидных гранитов и гранито-гнейсов и значительно реже за счет других пород.

Среди верхнеархейских пород нередко широко проявлено окварцевание. Метасоматические кварциты в виде значительных тел возникли

путем замещения мраморов, а иногда разнообразных пород в зонах дробления. Процессы окварцевания в некоторых случаях сопровождались развитием сульфидов.

В толщах железистых кварцитов юго-западной части Русской платформы встречаются своеобразные метаморфические породы, образовавшиеся в результате щелочных, железистых, карбонатных и кварцевых гидротермально-метасоматических процессов. Метасоматиты представлены эгирино-рибекитовыми породами, альбититами (нередко с фосфором, цирконием), богатыми железными рудами и кварцитами. Метасоматиты криворожского рудного пояса подробно охарактеризованы в работе Н. А. Елисеева, А. П. Никольского, В. Г. Кушева (1961).

Выше отмечалось, что богатые железные руды формировались в толщах железистых кварцитов при их гранитизации. В результате гидротермальных метасоматических процессов богатые железные руды возникали при развитии эгирино-рибекитовых пород, альбититов, карбонатном метасоматозе и окварцевании. Небольшие участки богатых магнетитом пород в пределах УКЩ установлены при развитии метасоматоза по основным и ультраосновным породам. Кроме магнетита, указанные породы содержат кварц, куммингтонит, гиперстен. Кварцево-магнетитовые породы, похожие на описанные и возникшие по ортоамфиболитам, встречены А. А. Полкановым (1935) на Кольском п-ове.

Заключение

Региональный метаморфизм верхнеархейских вулканогенно-осадочных толщ в юго-западной части Русской платформы получил развитие после их складчатости, в связи с формированием гранитоидов верхнеархейского интрузивного цикла.

Интенсивность метаморфизма в значительной степени зависела от состава вулканогенно-осадочных пород. Мощные песчано-сланцевые толщи подверглись интенсивной гранитизации с развитием гранулитовых фаций. Мощные толщи с преобладанием вулканитов основной магмы представляли собою значительные барьеры гранитизации (Peggin Rene, 1954), поэтому в указанных толщах преобладают породы амфиболитовой и эпидото-амфиболитовой фаций метаморфизма. Ультраосновные породы и мощные толщи железистых кварцитов курской и криворожской серий оказывали большое сопротивление процессам гранитизации. Вследствие высокого содержания в упомянутых породах окислов железа, магния, отчасти кальция, для их гранитизации необходимы большие энергетические затраты для выноса перечисленных элементов; это препятствовало развитию гранитизации в указанных породах, последние как бы гасили гранитизацию и метаморфизм. Поэтому среди толщ железистых кварцитов криворожской и курской серий наибольшее распространение получили метаморфические фации зеленых сланцев, меньше распространены амфиболитовые фации. Породы гранулитовой фации в курской и криворожской сериях встречаются редко. Участки гранитизации среди пород криворожской и курской серий также встречаются редко.

В докембрии возрастные соотношения пород часто основываются на интенсивности их метаморфизма, без учета геологических соотношений. Такой подход часто приводит к большим заблуждениям, которые, например, имели место при изучении Балтийского и Канадского щитов (Tuzo Wilson, 1952; Эскола, 1961). Подобные же ошибки допускаются и при изучении юго-западной части Русской платформы, когда безоговорочно, на основании только интенсивности метаморфизма породы курской и криворожской серий относят к верхнему структурному этажу, а гнейсы к нижнему.

- Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.
- Елисеев Н. А., А. П. Никольский, В. Г. Кушев. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 13, 1961.
- Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд. ЛГУ, 1962.
- Никольский А. П. О генезисе гранитоидов восточной части Украинского щита. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 22, 1959.
- Никольский А. П. и А. Н. Ефимов. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 137, 1960.
- Плаксенко Н. А. О некоторых закономерных особенностях строения толщи метаморфических пород докембрия Курской магнитной аномалии. ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
- Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского п-ова. Изд. АН СССР, 1935.
- Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. ДАН СССР, т. XLVIII, № 9, 1945.
- Половинкина Ю. И., Э. Б. Наливкина. К вопросу о существовании Подольской чарнокитовой формации. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
- Половинкина Ю. И. О гиперстенитах Корсак-Могилы и Каменной Могилы в Западном Приазовье. Петрогр. сб. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 83), 1962.
- Семеновенко Н. П., Н. И. Полвоко, Г. В. Жуков, В. Д. Ладлева, Т. О. Макухина. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Изд. АН УССР, 1956.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В сб.: Физико-хим. пробл. формирования горных пород и руд, Изд. АН СССР, 1961.
- T. Tuzo Wilson. Some considerations regarding geochronology with special reference to precambrian time. Trans. amer. geophys. union, vol. 33, № 2, 1952.
- Perrin Rene. Sur l'existence de terrains formant barriere a la propagation du metamorphisme et de la granitisation et sur le mecanisme du metamorphisme. C. R. Acad. Scien., № 21, 1954.

С. П. Соловьев

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЙШИХ ОБРАЗОВАНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

В различных участках Главного Кавказского хребта, особенно в центральной части его, вскрыты эрозией наиболее древние (докембрий—нижний палеозой) породы: кристаллические сланцы различной степени метаморфизма и гранитоиды. Как установлено буровыми работами, особенно проведенными в последнее десятилетие, в ряде мест на Северном Кавказе и в Предкавказье, на тех или иных глубинах, продукты регионального метаморфизма перекрыты разновозрастными осадочными толщами, и хотя по вопросу о их возрасте среди кавказских геологов нет единодушного мнения, несомненно, что они являются наиболее нижними членами стратиграфических колонок.

В данной работе кратко освещаются геологические и петрологические особенности регионально-метаморфических горных пород и частично гранитоидов Большого Кавказа, рассматривается роль различных типов метаморфизма в формировании ряда зон кавказского древнего комплекса и намечается схема развития кристаллических сланцев. При подразделении древних гранитоидов принимаются во внимание не только геологические материалы, но и данные по определению абсолютного возраста горных пород.

Кавказские кристаллические сланцы и особенности процессов метаморфизма, обусловивших их возникновение

Комплекс разнообразных кристаллических сланцев и гнейсов занимает обычно наиболее высокогорные участки в пределах Большого Кавказа, особенно в центральной части Главного хребта.

В ряде мест, в частности в окрестностях г. Алмалы-Кая и др., в бассейне р. Баксана (рис. 1), кристаллические сланцы перекрыты нижнеюрскими песчаниками, глинистыми сланцами и частично конгломератами с галькой кристаллических сланцев. Автором встречены подобные конгломераты пермского (или пермо-карбонового) возраста.

Для некоторых участков Северного Кавказа, например для бассейна рек Большой и Малой Лабы, указывается (Афанасьев, 1956), что на находящиеся здесь кристаллические сланцы «несогласно налегают напластования нижнего палеозоя».

В окрестностях Эльбруса толща кристаллических сланцев перекрывается молодыми (неоген—четвертичные) вулканическими породами. Во многих участках Центрального Кавказа кристаллические сланцы встречаются в виде остатков кровли над древними гранитоидными телами и близ последних они нередко претерпевают то или иное преобразование (альбитизацию и пр.). Местами эти останцы древних метаморфических пород обнаруживают большую или меньшую правильность в расположении и обладают примерно тем же направлением сланцеватости, что и окружающая масса кристаллических сланцев. Так, например, в верховьях р. Ирика (западная Кабардино-Балкария) было зарегистрировано семьдесят девять пачек кристаллических сланцев в верхних частях гранитоидных массивов, причем в шестидесяти двух из них установлено довольно выдержанное простирание сланцев и только в семнадцати имеются отклонения.

В некоторых участках Большого Кавказа геологическое положение кристаллических сланцев усложнено тектоническими процессами.

Так, например, в пределах Верхней Сванетии блок кристаллических сланцев (и вместе с ним часть массива древних гранитоидов) надвинут на мезозойскую осадочную толщу, в данном случае на юрские глинистые сланцы (рис. 2). Кристаллические сланцы собраны в ряд довольно крупных складок, оси которых имеют преимущественное северо-западное направление. Эти складки часто осложнены вторичной мелкой складчатостью. Диапазон углов падения колеблется в пределах 30—60°, отклонение от указанного залегания обусловлено воздействием позднейших тектонических процессов.

Во многих пунктах Большого Кавказа комплекс кристаллических сланцев разбит сбросами различного простирания и амплитуды; пересечение одних сбросов другими указывает на их разновозрастность. Вертикальные перемещения «оживлялись» в последующие периоды (вплоть до кайнозоя), что подтверждается приуроченностью современных минеральных источников к этим линиям разрыва.

Кроме крупных, отмечено множество мелких сбросов с амплитудами от долей до первых десятков метров, фиксируемых, например, по смещениям кварцевых жил в кристаллических сланцах (Приэльбрусский район).

В ряде участков Центрального Кавказа кристаллические сланцы слагают целиком склоны долин, и мощность их здесь местами исчисляется несколькими тысячами метров. Так, общая мощность кристаллических сланцев бассейна р. Малки определяется Н. Д. Соболевым, А. А. Лебедевым-Зиновьевым и др. (1959) в 3500 м.

Если учесть, что в течение длительного времени существования значительная часть сланцев была уничтожена эрозией, то их первоначальная мощность была еще больше.

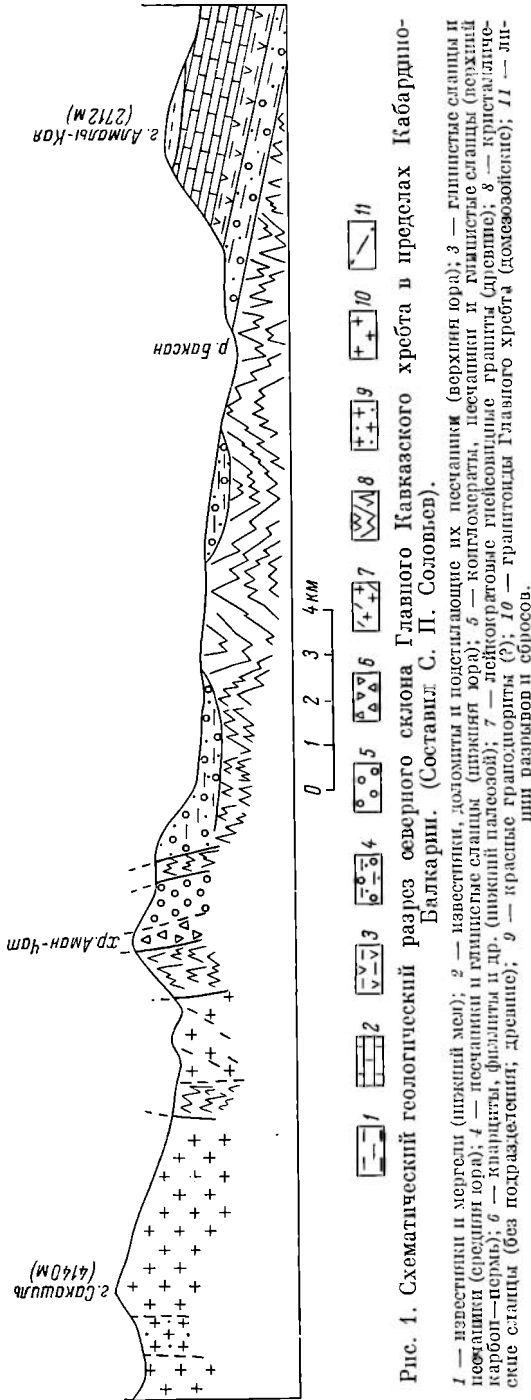
Какие же данные свидетельствуют о возрасте рассматриваемого комплекса кристаллических сланцев?

Кристаллические сланцы в пределах высокогорных частей Главного Кавказского хребта повсеместно устанавливаются в основании стратиграфических колонок и перекрываются отложениями различного возраста, в частности каменноугольными осадками. Гальки разнообразных кристаллических сланцев как высокой, так и низкой степени метаморфизма встречены (в том числе автором в бассейне р. Баксана) в фаунистически охарактеризованных каменноугольных конгломератах. Обнаруженные на Северном Кавказе конгломераты, условно относимые к девону, также содержат гальки кристаллических сланцев.

Нижнепалеозойские осадки крайне слабо развиты в пределах Большого Кавказа и встречены в относительно немногих пунктах; проведенное расчленение их является пока ограниченным.

В юго-восточной части Большого Кавказа, в долине р. Лопанис-Цхали (Южная Осетия), указываются И. Г. Кузнецовым и Г. П. Барсановым (1932) мраморы и мраморовидные известняки кембрийского возраста с фауной археоциат, подчиненные свите метаморфических сланцев, которая, по их мнению, несомненно является более молодой по сравнению с кристаллическими сланцами (сланцевыми, амфиболовыми и др.).

Встреченные метаморфические породы (филлиты и др.) в фаунистически охарактеризованных палеозойских (девон—ниж-



ний карбон) толщах Западной Кабардино-Балкарии (Соловьев, 1940) обладают явно меньшей степенью метаморфизма, чем кристаллические сланцы, развитые в высокогорных частях Главного Кавказского хребта.

В некоторых пунктах бассейна р. Малки, согласно А. П. Герасимову (1936, 1940) кристаллические сланцы лежат под силурийскими и среднекембрийскими отложениями.

В хребте Дженту, на водоразделе Большой и Малой Лабы, согласно А. П. Герасимову и В. Н. Робинсону (1947), в мраморовидных известняках метаморфической толщи (филлиты и т. п.) установлены окаменелости, в частности археоцаты, которые дают право относить заключающие их породы к среднему кембрию.

В северо-западной части Северного Кавказа, в бассейнах рек Большой и Малой Лабы Г. Д. Афанасьевым (1956) отмечается, что на древние кри-

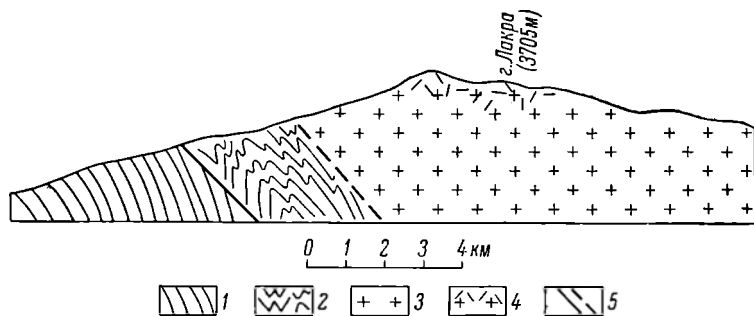


Рис. 2. Схематический геологический разрез южного склона Главного Кавказского хребта в пределах Верхней Сванетии. (Составил С. П. Соловьев).

1 — глинистые сланцы с пачками мергелистых сланцев и известняков (лора); 2 — кристаллические сланцы (без подразделения); 3 — гранитоиды Главного хребта (домезозойские); 4 — ксенолиты кристаллических сланцев в гранитоидах (домезозойские); 5 — линии разрывов и сбросов.

сталлические сланцы несогласно налегают на пластования нижнего палеозоя.

Итак, приведенные данные свидетельствуют о докембрийском возрасте кристаллических сланцев, обладающих высокой степенью метаморфизма (альмандин-амфиболитовая и гранулитовая фации), и указывают на вероятность верхнедокембрийского или нижнепалеозойского возраста кристаллических сланцев с относительно низкой степенью метаморфизма, слагающих обычно верхние части громадной древней толщи (верхнего комплекса) кристаллических сланцев. Мощная толща древних кристаллических сланцев и гнейсов, выходы которой встречены во многих пунктах Главного Кавказского хребта, разнообразна в отношении состава и степени метаморфизма. Они представлены следующими главными типами: силлиманитовыми (силлиманитсодержащими), андалузитовыми (андалузитсодержащими), гранатовыми (гранатсодержащими), слюдяными, амфиболовыми, хлоритовыми и серицитовыми сланцами, амфиболитами и мраморами; встречаются дистенсодержащие, ставролитсодержащие и некоторые другие разновидности.

Изучение кристаллических сланцев позволило местами наметить ряд зон метаморфизма: слюдяную, гранатовую (гранато-слюдяную), андалузитовую и силлиманитовую.

Упомянутые зоны местами последовательно сменяют друг друга, хотя резких границ между ними обычно не наблюдается. Каждая из них обладает своеобразными петрологическими чертами и занимает особое геологическое положение, в частности по отношению к интрузивным телам. Кристаллические сланцы с относительно высокой степенью метаморфизма находятся близ выходов кислых интрузивных тел или в срав-

нительно небольшом удалении от них. Такого рода последовательность установлена в Центральном Кавказе, в бассейне р. Баксан (Соловьев, 1958), а зональное расположение кристаллических сланцев — в пределах Западного Кавказа, в бассейне р. Малый Зеленчук (Надарейшвили, 1959).

В обоих районах отмечена следующая последовательная смена зон: а) слюдяная, б) гранатовая, в) андалузитовая, г) силлиманитовая.

Комплекс кристаллических сланцев, содержащих в качестве индекс-минерала силлиманит, обычно развит непосредственно около гранитоидных тел или в небольшом удалении от них, причем в ряде участков наблюдалось уменьшение количества силлиманита или его тонковолокнистой разновидности (фибrolита) по мере удаления от интрузий.

В ассоциации с силлиманитом находятся слюды, кварц, иногда кислый плагиоклаз и существенно калиевый полевой шпат, а из второстепенных минералов турмалин (местами зональный).

В последующей, относительно более удаленной от гранитоидных интрузий зоне в качестве индекс-минерала наблюдается андалузит, величина зерен которого колеблется в довольно широких пределах, местами кристаллы его достигают 7 см в длину. Количественное содержание андалузита варьирует, иногда составляя более половины компонентов кристаллических сланцев. Следует подчеркнуть, что андалузит встречается не менее чем в двух генерациях, причем одна из них, очевидно, более поздняя. приурочена к кварцевым жилам, секущим андалузитсодержащие кристаллические сланцы. В ряде участков вместе с андалузитом встречается в ограниченном количестве силлиманит.

Вместе с андалузитом часто наблюдаются слюды и кварц, к которым иногда присоединяются существенно калиевый полевой шпат и кислый плагиоклаз. Часть слюд имеет явно вторичное происхождение (чешуйчатый мусковит и серицит) и развивается за счет андалузита, причем нередко настолько интенсивно, что от андалузитовых кристаллов остаются лишь небольшие реликты.

В некоторых участках, как например на Северо-Западном Кавказе, в кристаллических сланцах установлено развитие граната (обычно альмандина или близкого к нему по составу граната), наряду с которым иногда возникает ставролит (Каденский, 1956).

Во внешних, более удаленных от кислых интрузивных тел зонах кристаллические сланцы обычно представлены слюдяными разновидностями. Кроме преобладающей слюды (биотита или частично мусковита), в этих сланцах наблюдается хлорит, нередко заменяющий биотит, а также кварц, иногда плагиоклаз (чаще альбит-олигоклаз) и существенно калиевый полевой шпат, местами в заметных количествах развивается амфибол и минералы группы цоизит-эпидота. Можно полагать, что ассоциации минералов в указанных зонах кристаллических сланцев (силлиманитовой, андалузитовой, гранатовой и слюдяной) образовались в несколько этапов с наложением одних процессов метаморфизма на другие. Метаморфические процессы происходили при этом в следующей последовательности.

Исходным материалом главной массы кристаллических сланцев (кроме части ортоамфиболитов и ортогнейсов) служили древние глинистые, песчано-глинистые (с горизонтами конгломератов) и частично известково-глинистые осадочные породы (Соловьев, 1938; Резников, 1948; Соболев и др., 1959).

В условиях первого этапа динамо-термального (регионального) метаморфизма древние осадочные породы были преобразованы в комплексы преимущественно слюдяных кристаллических сланцев. Если породы содержали примесь известковистого материала, наряду со слюдами возникали минералы эпидот-цоизитовой группы, амфибол, а при наличии алюминия, железа, магния — гранат. Указанные минералы возникли в усло-

виях ориентированного давления, что привело к появлению сланцеватых и гнейсовых текстур.

Цемент конгломератов из прослоев в песчано-глинистых породах был полностью преобразован в слюдистый материал, а гальки в них деформированы. В участках древних осадочных пород, которые подвергались воздействию более высоких температур, по-видимому, имело место преобразование слюд вместе с некоторым количеством кварца в полевой шпат, причем одновременно с последним, возможно, шло образование первых генераций силлиманита. Одновременно происходила перекристаллизация части ранее образовавшихся минералов. Находившиеся среди исходных горных пород магматические образования (дайки, небольшие штоки и др.) претерпели в условиях динамо-термального метаморфизма местами не полный, а частичный метаморфизм; на это указывают находки в них реликтовых структур и то, что ортогнейсы, ортоамфиболиты и другие подобные горные породы имели нередко секущий характер по отношению к окружающим сланцам.

Возникший в результате первого этапа метаморфизма комплекс пород в последующий период в ряде участков претерпел в основном контактовый метаморфизм (без или с сопутствующим метасоматозом), обусловленный внедрением ряда древних (докембрий—палеозой) интрузий кислого состава.

Собранные данные свидетельствуют о наличии следов контактового (контактово-метасоматического) метаморфизма во многих участках слюдяных кристаллических сланцев. В результате наложения контактового метаморфизма в последующем возникли или, во всяком случае, более четко оформились силлиманитовая (силлиманитсодержащая) и андалузитовая (андалузитсодержащая) зоны.

Развитие силлиманита происходило в зоне, примыкающей непосредственно к магматическим телам, а андалузита — на некотором удалении от контакта, т. е. при меньших температурах, и шло в несколько стадий (несколько генераций андалузита): мелкие кристаллы в основной ткани кристаллических сланцев — андалузитовые порфиобласты (часто расположены поперек сланцеватости) — крупные кристаллы (вероятно перекристаллизованные). Местами андалузитсодержащие сланцы пересекаются кварцевыми жилами с андалузитом, возникшим явно позже, чем андалузит в самих сланцах.

В некоторых участках кристаллических сланцев происходили явления метасоматоза (натриевого, калиевого и др.), что привело к возникновению альбита и формированию путем перекристаллизации более крупных чешуек слюды за счет более мелких.

Часть довольно крупных кристаллов граната, вероятно, тоже образовалась в результате перекристаллизации.

Характерно, что в андалузитовой зоне совершенно отсутствуют дистены (кианиты). Вообще в пределах Центрального Кавказа, за исключением отдельных редких случаев, андалузит является антагонистом дистена, хотя вообще дистенсодержащие кристаллические сланцы установлены в отдельных редких пунктах Большого Кавказа, например в северо-западной части его, в бассейне рек Кяфара и Агура (Каденский, 1956).

Силлиманиты, наблюдающиеся в виде хорошо выраженных игольчато-видных кристаллов и в виде волокнистых образований (фибrolитов), как уже отмечалось, сосредоточены в зоне, располагающейся у контакта с магматическими телами. Нередко силлиманит развит в тех сланцах, где, помимо слюд и кварца, наблюдается полевой шпат.

Возникновение силлиманита в сланцах происходило в несколько приемов, причем часть этих минералов явно возникла за счет слюды. Правда, промежуток времени, отделяющий образование этих различных генераций

андалузита и силлиманита, остается пока еще должным образом не выясненным, но, по нашему мнению, возникновение их происходило в пределах времени формирования рассматриваемых зон. На некоторых участках кристаллические сланцы содержат наряду с силлиманитом турмалин, относящийся по меньшей мере к двум разновременным генерациям. Совместное нахождение этих двух минералов необычно и требует объяснения. Мишель-Леви (Michel-Levi, 1950) получила искусственный силлиманит из смеси аморфных SiO_2 и Al_2O_3 в отношениях, соответствующих природному минералу, в присутствии 20% буры.

Силлиманит в виде игольчатовидных кристаллов вместе с некоторым количеством альбита был получен в интервале 450—500°C при давлении $P_{\text{H}_2\text{O}} = 50 \text{ кг/см}^2$. Минералы были диагностированы оптически и рентгенографически. При введении в качестве минерализаторов не буры ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), а соды или фторсиликата Na (Na_2SiF_6) силлиманит не возникал, но зато во втором случае появились мелкие кристаллики топаза. При повышении $P_{\text{H}_2\text{O}}$ до 500 кг/см^2 и той же температуре ($\sim 500^\circ$) вместо силлиманита образовывались кристаллы турмалина или чешуйки парагонита.

Эти эксперименты проливают некоторый свет на условия образования силлиманита и турмалина из одной и той же смеси при одинаковой температуре, но при резко разных давлениях водяных паров и указывают, что не только турмалины, но и часть силлиманита (последние генерации его) могли образоваться в некоторых участках кристаллических сланцев во время гидротермальных (пневматолито-гидротермальных) процессов, генетически связанных с кислыми интрузиями или же обусловленных последующей магматической деятельностью.

В более поздние периоды в рассматриваемых зонах кристаллических сланцев произошел ряд изменений. Широкое развитие получил процесс образования светлой слюды за счет андалузита. Местами он наблюдался только в зачаточной форме, а в некоторых участках значительная часть андалузита была преобразована в слюду, особенно в периферических частях кристаллов и вдоль линий спайности.

По-видимому, это зависело от наличия больших или меньших количеств калия, необходимого для преобразования андалузита в мусковит (серицит). Источником калия могли быть существенно калиевые полевые шпаты, во этот процесс преобразования мог происходить только в отдельных участках, поскольку полевые шпаты не везде присутствовали в кристаллических сланцах. В случае, если полевые шпаты были представлены кислым плагиоклазом, то, возможно, могли возникнуть натровые слюды типа парагонитов. Отметим, что полевые шпаты в некоторых участках кристаллических сланцев сами претерпевали изменения (альбитизация и др.).

Кроме замещения андалузита светлой слюдой, происходило замещение биотита и иногда граната хлоритом.

Таким образом, в последний период метаморфизм происходил с участием H_2O , что объясняет появление гидроксилсодержащих амфиболов.

Кавказские древние гранитоиды

Выходы древних гранитоидов наблюдаются главным образом в осевой части Главного Кавказского хребта и местами в некотором удалении от нее, например, в центральной части Северного Кавказа (бассейны рек Тызлыла, Малки и др.) и в районе Северо-Западного Кавказа (верховья рек Лабы, Урупа и некоторых других притоков Кубани), в зоне передового хребта.

Площадь гранитоидов докембрийского и палеозойского возрастов составляет почти 23% общей площади всех магматических пород Кавказа.

Геологическое положение древних гранитоидов не является идентичным в разных участках Большого Кавказа. Многие участки древних гранитоидов были выведены из своего первоначального положения тектоническими процессами. Об этом свидетельствуют зоны брекчий, встреченные в ряде мест Центрального Кавказа.

На южном склоне Главного Кавказского хребта, например в Верхней Сванетии, установлено тектоническое взаимоотношение между древними гранитоидами и мезозойскими осадочными породами, на которые они надвинуты. Внедрение древних кислых интрузий произошло явно в домезозойское время, о чем свидетельствуют факты трансгрессивного залегания на них триасовых и особенно нижнеюрских отложений, например во многих пунктах Центрального Кавказа (в бассейнах рек Тызла, Малки и др.).

В настоящее время установлено, что гранитоиды Главного Кавказского хребта не представляют единого, одновременно образовавшегося массива, а являются телами, возникшими в несколько приемов. Например, в центральной части Большого Кавказа, в пределах главным образом Кабардино-Балкарии (и частично Верхней Сванетии) обнаружено не менее четырех относительно одновременно образовавшихся разновидностей древних гранитоидов: а) серые равномернозернистые, двуслюдяные; б) серые порфириовидные, биотитовые; в) лейкократовые (аляскитовые); г) красные.

Помимо этого, в Дигории и некоторых других местах Большого Кавказа встречены амфиболовые гранитоиды. В древних кристаллических сланцах, в частности в бассейне р. Баксана, установлены ортогнейсы, которые (по крайней мере часть их), по-видимому, являются наиболее древними (возможно, даже докембрийскими) образованиями.

Геологически верхний предел гранитоидов (домезозойский) установлен давно. Однако относительную последовательность и время между формированием различных массивов стало возможным определить точно, а не на основе рассуждений, только с получением данных абсолютного возраста.

Возраст гранитоидов Уруштенского магматического комплекса на Северо-Западном Кавказе составляет 320—375 млн лет, т. е. девонский, по новой геохронологической шкале (Афанасьев, 1959). Возраст кислых интрузий, в том числе так называемых «красных» гранитоидов бассейнов рек Тызла и Малки, кислых интрузий Ятыргварта, Индыша и других на Северном Кавказе, колеблется в пределах 180—240 млн лет, иначе говоря, образование их происходило на грани палеозойской и мезозойской эр. Среди молодых посленижнеюрских интрузий определение абсолютного возраста помогло выделить (в первом приближении) мезозойские (100—150 млн лет, по данным 1959 г.) и палеогеновые и неогеновые. К последним относятся массивы трахилипаритов (граносиенитов) Кавказских Минеральных Вод, имеющие абсолютный возраст в пределах 12—30 млн лет.

Решение вопроса о форме древних гранитоидных тел затруднено тем, что их первоначальное положение нарушено многообразными тектоническими процессами, особенно альпийскими. Гранитоиды Главного хребта являются сложными образованиями, составляющими ряд одновременно возникших тел, и поэтому необходимо рассматривать форму таких отдельных тел, а не гранитоидов вообще.

В качестве примера можно привести гранитоиды верховьев р. Кестанты, где в серых, крупнозернистых биотитовых гранитоидах с проблематичными условиями залегания находится тело розовых, мелкозернистых, существенно мусковитовых гранодиоритов штокообразной формы.

Взгляды некоторых исследователей, согласно которым тела древних гранитоидов Кавказа имеют батолитовую форму, являются мало обоснованными, по крайней мере для части тел Центрального Кавказа. Наблюдения показывают, что в ряде мест, в частности в верховьях р. Чегем и

в некоторых участках Баксанского ущелья, под гранитоидами установлены подстилающие их кристаллические сланцы.

Количественный минеральный состав показывает, что древние массивы не всегда сложены типичными гранитами, а местами — гранодиоритами или переходными разновидностями между гранитами и гранодиоритами, а иногда даже кварцевыми диоритами.

Во многих местах установлены активные контакты гранитоидов с вмещающими породами: ксенолиты кристаллических сланцев в гранитоидах. Преобразование вмещающих пород вблизи контакта. Последнее выразилось в зональном изменении кристаллических сланцев, наложении процессов альбитизации и микроклинизации и других явлениях, описанных выше.

Участки гранитовидных пород без четких контактов среди кристаллических сланцев и обладающие одинаковым с последними структурными элементами возникли, вероятно, в результате гранитизации.

Основные отличия древних гранитоидов от молодых кислых интрузий следующие. Среди полевых шпатов кавказских древних гранитоидов плагиоклаз (олигоклаз, андезин) содержится чаще в подчиненном количестве по сравнению с существенно калиевым полевым шпатом. Последний обычно представлен микроклином и лишь иногда, в некоторых верхнепалеозойских интрузиях, наблюдается анортоклаз. Помимо первичных микроклинов, в ряде случаев отмечается (Г. Д. Афанасьев, 1958) иная его разновидность, возникшая в результате метасоматических процессов (микроклинизации). В частности, такого рода микроклины указываются (О. Ш. Надарейшвили, 1960) для древних двуслюдяных гранитоидов верховьев р. Малого Зеленчука.

В противоположность древним гранитоидам щелочной полевой шпат мезо-кайнозойских кислых интрузивных тел Большого Кавказа в подавляющем числе случаев представлен анортоклазом. Он обладает умеренным углом оптических осей (чаще $45-55^\circ$), отношение Na_2O к K_2O меняется, и преобладает то Na, то K.¹ Иногда устанавливается заметное содержание SrO (Белянкина, 1953); в частности, в кали-натровом полевым шпате из молодых тырныаузских пород (Северный Кавказ), относящихся к ряду делленит—липарит, содержание $\text{SrO}=0.12\%$. Для этого кали-натрового полевого шпата угол оптических осей, по данным А. С. Марфунина (1960), колеблется от 17.5 до 25° . Он же указывает, что в десяти гониометрически ориентированных пластинках определена моноклиновая оптическая ориентировка. По рентгенограмме методом дифрактометра минерал также моноклиновый, гомогенный.

Среди темноцветных породообразующих минералов древних гранитоидов Большого Кавказа доминируют слюды, особенно биотит, отличающийся от биотитов, присутствующих в породах некоторых молодых интрузий. Биотиты последних содержат заметное количество F (до 1%) и Ва. Из аксессуарных минералов для древних гранитоидов характерен игольчатый рutil, а для молодых — ортит.

По химическому составу среди древних гранитоидов (таблица) преобладают граниты над гранодиоритами, а среди молодых — наоборот; первые часто пересыщены Al_2O_3 , содержат $\sim 70\%$ SiO_2 , а молодые — 66% SiO_2 . Из элементов примесей Pb в древних гранитоидах встречается в повышенном количестве, микроклиновые граниты ряда участков содержат иттербий (Надарейшвили, 1960).

Из жильных пород кислого состава в древних гранитоидах широко развиты пегматитовые образования, в которых наряду с кварцем и полевым

¹ Такого рода анортоклазы установлены и в других районах, например на Дальнем Востоке (Татарinov, 1960).

шпатам встречаются разнообразные, в том числе рудные, минералы. Для молодых гранитоидов пегматиты нехарактерны.

Средние химические составы древних и молодых гранитоидов Большого Кавказа

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Древние гранитоиды (среднее из 54 анализов)	69.48	0.44	15.17	1.24	1.94	0.08	1.02	2.20	3.76	3.20	1.32	0.15	100.0
Молодые гранитоиды (среднее из 46 анализов)	66.75	0.48	15.40	1.83	2.29	0.08	1.78	4.01	3.34	2.50	1.33	0.21	100.0

Что касается гидротермальных образований, то они относительно шире развиты в районах распространения молодых кислых интрузий, чем в областях, где встречаются только древние гранитоидные массивы, которые в общем формировались на относительно большей глубине, чем тела гранитоидов.

Здесь мы не имеем возможности охарактеризовать особенности древней металлогении (что сравнительно недавно сделано Г. А. Твалчрелидзе, 1958, 1960), а лишь кратко укажем, что с кавказскими гранитоидами докембрийского и палеозойского возрастов связан ряд проявлений полезных ископаемых и прежде всего те, которые приурочены к пегматитам.

Кроме того, с древними гранитоидами связывается, по крайней мере некоторыми исследователями, ряд рудопроявлений золота, мышьяка, вольфрама и других, часть которых относится к гидротермальному типу.

Выводы

Всесторонние исследования кристаллических сланцев и древних гранитоидов Большого Кавказа позволяют указать на ряд особенностей этих горных пород, главнейшие из которых следующие:

- 1) геологическое положение кристаллических сланцев указывает, что они являются наиболее древними образованиями Большого Кавказа;
- 2) выходы главной массы кристаллических сланцев, особенно высокой степени метаморфизма, сосредоточены в центральной части Главного Кавказского хребта;
- 3) мощная древняя толща сложена различными (как по составу, так и по степени метаморфизма) кристаллическими сланцами и гнейсами, возникшими главным образом за счет разнообразных осадочных пород и в меньшей мере за счет магматических пород;
- 4) детальными исследованиями на ряде участков Большого Кавказа в расположении кристаллических сланцев установлена зональность. Выявлены следующие основные зоны (в порядке уменьшения степени метаморфизма): а) силлиманитовая, б) гранатовая, в) андалузитовая и г) слюдяная. Каждая из этих зон занимает определенное геологическое положение;
- 5) образование кристаллических сланцев шло сложным путем, в результате наложения одних метаморфических процессов на другие. Иначе говоря, кавказские сланцы являются продуктами полиметаморфизма;
- 6) древние гранитоиды Большого Кавказа не представляют единого тела, а возникли в основном в результате длительных прерывистых магматических процессов;

7) определение абсолютного возраста гранитоидов помогло выделить среди них несколько разновозрастных комплексов;

8) вещественный состав древних гранитоидов имеет ряд специфических черт, отличающих их от молодых кислых интрузий;

9) наиболее интенсивное пегматитообразование связано с древними гранитоидами. Возникновение пегматитов в связи с молодой (послеинженюрской) магматической деятельностью было крайне незначительным, а в ряде районов молодые пегматитовые жилы совершенно отсутствуют;

10) гидротермальные процессы развиты в областях распространения древних гранитоидов в общем относительно меньше, чем в пределах участков молодой магматической деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

- А ф а н а с ь е в Г. Д. Основные итоги изучения магматической геологии северокавказской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Некоторые геологические результаты исследований абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.
- Б е л я н к и н а Е. Д. Химико-минералогическое исследование кали-натровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 175. петрограф. сер. (№ 43), 1953.
- Г е р а с и м о в А. П. Геологический очерк бассейна Верхней Малки. Тр. ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
- Г е р а с и м о в А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123. 1940.
- Г е р а с и м о в А. П. и В. Н. Р о б и н с о н. Кембрийская система и другие нижнепалеозойские отложения. Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ). 1947.
- К а д е н с к и й А. А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд. АН СССР, 1956.
- К у з н е ц о в И. Г. и Г. П. Б а р с а н о в. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 100, 1932.
- М а р ф у н ц и А. С. Фазовая природа кали-натровых полевых шпатов. Зап. Всесоюз. минерал. общ., вып. 6, 1960.
- Н а д а р е й ш в и л и О. Ш. Прогрессивный контактовый метаморфизм и метаморфическая зональность кристаллических сланцев в ореоле интрузии гранитоидов Главного Кавказского хребта (район верховьев р. Мал. Зеленчук, Северный Кавказ). Бюлл. Кавк. инст. мин. сырья, № 2, 1959.
- Н а д а р е й ш в и л и О. Ш. Основные черты петрохимии пород комплекса гранитоидов Главного хребта. Тр. Кавк. инст. мин. сырья, вып. 1, 1960.
- Р е з н и к о в А. П. Метаморфические сланцы р. Малки, Уч. зап. Кабардино-Балкарского п.-иссл. инст., т. 3, Нальчик, 1948.
- С о б о л е в Н. Д., А. А. Л е б е д е в - З п н о в ь е в, А. С. Н а з а р о в а, Л. П. В и л ю н о в а, Ш. С. Б а т а л о в, О. М. Б р ы л и н а, Л. К. А ф а н а с ь е в а. Неогеновые интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Тр. ВИМС, нов. сер., вып. 3, 1959.
- С о л о в ь е в С. П. Происхождение кристаллических сланцев верховий реки Баксан. Зап. Всеросс. минерал. общ., вып. 1, 1938.
- С о л о в ь е в С. П. Молодые интрузии и контактовый метаморфизм рудовосного района Тырны-Ауз. Петрография СССР, сер. 11, монографии, вып. 6, Изд. АН СССР, 1940.
- С о л о в ь е в С. П. Проблема возраста древних гранитоидов Большого Кавказа. Матер. ВСЕГЕИ, сб. 7, 1946.
- С о л о в ь е в С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии (раздел «Опыт изучения петрографических провинций Кавказа»). Госгеолтехиздат, 1952.
- С о л о в ь е в С. П. О зональности кристаллических сланцев Центрального Кавказа и ее генезисе. Зап. Всесоюз. минерал. общ., вып. 6, 1958.
- Т а т а р и н о в Г. Т. Новые данные об апортотклазах южной части Дальнего Востока (хр. Эзоп). Зап. Всесоюз. минерал. общ., № 3, 1960.
- Т в а р ч р е л и д з е Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.

- Твалчрелидзе Г. А. Закономерность проявления магматических и рудных формаций в различных стадиях магматических циклов Кавказа. В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, 1960.
- Тернер Дж. Пересмотр метаморфических фаций. В сб. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, Изд. АН СССР, 1961.
- Michel-Lévi M. (Mireille). Reproduction artificielle de la sillimanite. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, № 25, 1950.

*Ю. А. Косыгин, Н. А. Берзин, Б. Н. Красильников,
Л. М. Парфенов*

О СООТНОШЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ДОКЕМБРИИ

В настоящее время накапливается все больше и больше фактов, свидетельствующих о том, что возникновение платформ и геосинклиналей уходит в самые ранние этапы геологической истории развития Земли и является основным содержанием ее докембрийского прошлого.

Интересный в этом отношении материал дает Сибирская платформа. В отличие от других древних платформ (например, Русской и Северо-Американской) она окружена древними складчатыми сооружениями, что позволяет проследить соотношение платформы и геосинклиналей на докембрийском этапе развития.

Сибирская платформа выделяется как крупная, сравнительно однородная и четко очерченная структура. С юга она окаймляется обширной протерозойской геосинклинальной областью, в пределах которой выделяются Алтае-Саянская, Монголо-Охотская и Байкало-Витимская геосинклинальные системы и ряд геоантиклинальных зон. Зона сопряжения платформы с геосинклинальной областью отчетливо выражена системой краевых структур (рис. 1).

В иных соотношениях Сибирская платформа находится с расположенной к северо-востоку от нее Верхояно-Чукотской областью. Наличие в этой области архейского гнейсового цоколя и субплатформенного протерозойского чехла позволяет объединить ее с Сибирской платформой в единый Северо-Азиатский кратон.

Фундамент платформы отличается неоднородностью внутреннего строения. На большей части территории он сложен нижнеархейскими кристаллическими образованиями, которые обнажаются в пределах Алданского щита, Анабарского массива, Шарыжалгайского выступа и Южно-Енисейской глыбы. Цифры абсолютного возраста в 2340—2640 млн лет, определенные для гнейсов Алданского щита, возможно, характеризуют время формирования слагающих его осадочных серий.

В ряде мест в строении фундамента принимают участие верхнеархейские образования. Они известны на Алданском щите (олекминский комплекс и маймаканская свита), на Оленекско-Даалдынском поднятии, в пределах Бирюсинской и Южно-Енисейской глыб (бирюсинская серия и енисейский комплекс). Верхнеархейские образования выполняют прогибы в фундаменте, возможно, спаявшие нижнеархейские щиты. Если это предположение справедливо, то структура фундамента Сибирской платформы имеет общие черты со строением цоколя Северо-Американской платформы (Кинг, 1961).

Протерозойский осадочный чехол в пределах Сибирской платформы повсеместно отделен от архейского фундамента крупным перерывом и резко

выраженным угловым несогласием. Определения абсолютного возраста, полученные для пород фундамента и нижних горизонтов чехла, показывают, что длительность перерыва между образованием фундамента и началом формирования платформенного чехла составляет не менее 100 млн лет. За это время произошло, по-видимому, значительное выравнивание рельефа и окончательная консолидация цоколя. Наличие жесткой консолидированной глыбы обусловило однородность состава осадков чехла,

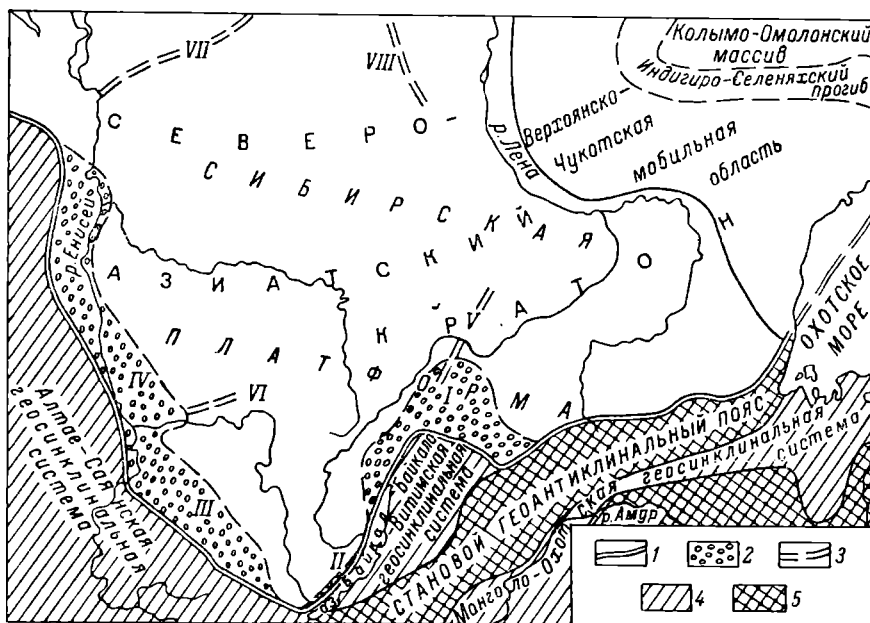


Рис. 1. Схема основных докембрийских структурных элементов Сибири.

I — граница кратона; 2 — краевые структуры кратона: I — Патомское, II — Прибайкальское, III — Присянское, IV — Енисейское перикратонное опускание; 3 — авлакогены: V — Вилюйский, VI — Иринеевский, VII — Пясинский, VIII — Удзинский; 4 — геосинклинальные системы; 5 — геантиклинальные зоны.

их относительно небольшую мощность (2—3 км), незначительный метаморфизм и слабую дислоцированность.

В то время как на платформе формировался маломощный осадочный чехол, геосинклинальная область отличалась большой подвижностью. Активно проявлялись многочисленные глубинные разломы, накапливались мощные вулканогенные толщи, формировались различные магматические комплексы, происходила значительная метаморфизация осадков. Главные разломы существовали с верхнеархейского и нижнепротерозойского времени и в течение всей последующей геологической истории были исключительно устойчивыми и существенно определяли план развития структур вплоть до мезозоя и кайнозоя.

С одной стороны, можно допустить, что такая энергичная жизнь в протерозойских геосинклиналиях не могла бы иметь места, если бы и здесь, так же как и на платформе, ранее был сформирован жесткий, инертный архейский цоколь. В этом смысле будет справедливо предположение, что архейское развитие в геосинклинальных областях и в пределах платформы было существенно различным, земная кора к началу протерозоя была построена в обеих этих областях совершенно по-разному, а в геосинклиналиях архейский кристаллический цоколь или не был сформирован вообще, или же был слабым и неустойчивым. Характерным для геосинклинальной

области является наличие только верхнеархейского гнейсового комплекса, тесно связанного с отложениями нижнего протерозоя. Верхнеархейские образования выступают в периферических частях геосинклинальной области, примыкающих к платформе. Они слагают широкие площади в пределах станового геоантиклинального пояса (становой комплекс), выступают в ядрах крупных антиклинорий Байкало-Витимской геосинклинальной системы и известны в ряде мест юго-восточной части Восточного Саяна и на крайнем востоке Тувы.

В пределах Дербинского антиклинория, в верховьях р. Уды, в ядре Магдасской антиклинали, отмечается согласное налегание мраморов дербинской свиты нижнего протерозоя на гнейсы, петрографически сходные с гнейсами бирюсинской серии верхнего архея (П. В. Дубин). В юго-восточной части Восточного Саяна верхнеархейские образования представлены хангарульской серией гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих ряд мелких глыб: Хонголдойскую, Шумацкую, Шутхулайскую и др.

Согласное налегание нижнепротерозойских толщ (иркутская свита) на породы верхнего архея отмечается Д. В. Титовым для Шутхулайской глыбы. Тесная структурная и литологическая связь этих образований установлена также Л. М. Парфеновым путем детального картирования на западном крыле хонголдойской структуры.

Такие же взаимоотношения имеются в Восточной Туве, где наблюдается постепенный переход от гнейсово-сланцевого комплекса (чингилигская серия и ее аналоги) к графитистым мраморам и сланцам балыктыгемской свиты нижнего протерозоя (Ильин, 1956, 1958, 1960; Махин, 1956; Кудрявцев, 1962).

Верхнеархейские образования, выступающие в ядрах крупных антиклинорий Байкало-Витимской геосинклинальной системы, всюду тесно структурно связаны с нижним протерозоем, несмотря на наличие некоторых перерывов и несогласий. Верхнеархейские толщи предполагаются в составе Чуйского антиклинория, где возраст гнейсовидных гранитов составляет 2170 — 1920 млн лет (Великославинский, Казаков, Герлинг, 1961). В пределах Нечерского антиклинория к верхнему архею, возможно, относятся кевактинская и бульбухтинская свиты, прорванные гранитами с абсолютным возрастом 1900 ($\pm 10\%$) млн лет (Салоп, 1962). На правом берегу Витима, в районе Сюльбана и Конды, из низов разреза удоканской серии нижнего протерозоя выделена гнейсово-сланцевая толща, сопоставляемая со становым комплексом, прорванная гранитами с абсолютным возрастом 1650 млн лет (свинцовый метод) (Махин, 1956).

Вопрос о строении и составе субстрата, подстилающего верхнеархейские толщи геосинклиналей, остается пока полностью открытым. Однако не исключена возможность, что в приплатформенной части геосинклиналей присутствуют нижнеархейские образования. Им, вероятно, сложена Гарганская глыба в юго-восточной части Восточного Саяна (Авдонцев, 1961) и Муйские глыбы Байкало-Витимской геосинклинальной системы (Салоп, 1958). О присутствии нижнего архея в краевой части геосинклинали свидетельствует также срезание структур архейского цоколя платформы окаймляющими ее системами разломов и складок, например в районе Становика и Шарыжалгайского выступа.

Для решения вопроса о присутствии архейских образований в центральных частях геосинклиналей отсутствуют необходимые данные. Некоторую ясность в этот вопрос может внести рассмотрение Алтае-Саянской геосинклинальной системы.

Алтае-Саянская геосинклинальная система (рис. 2) характеризуется увеличением степени раздробленности фундамента и магматической проницаемости по мере удаления от края Сибирской платформы. Восточная

приплатформенная часть системы, являющаяся наиболее приподнятой, образована верхнеархейскими и нижнепротерозойскими выступами ее основания (Дербинский, Сангиленский и Восточно-Тувинский). Западнее

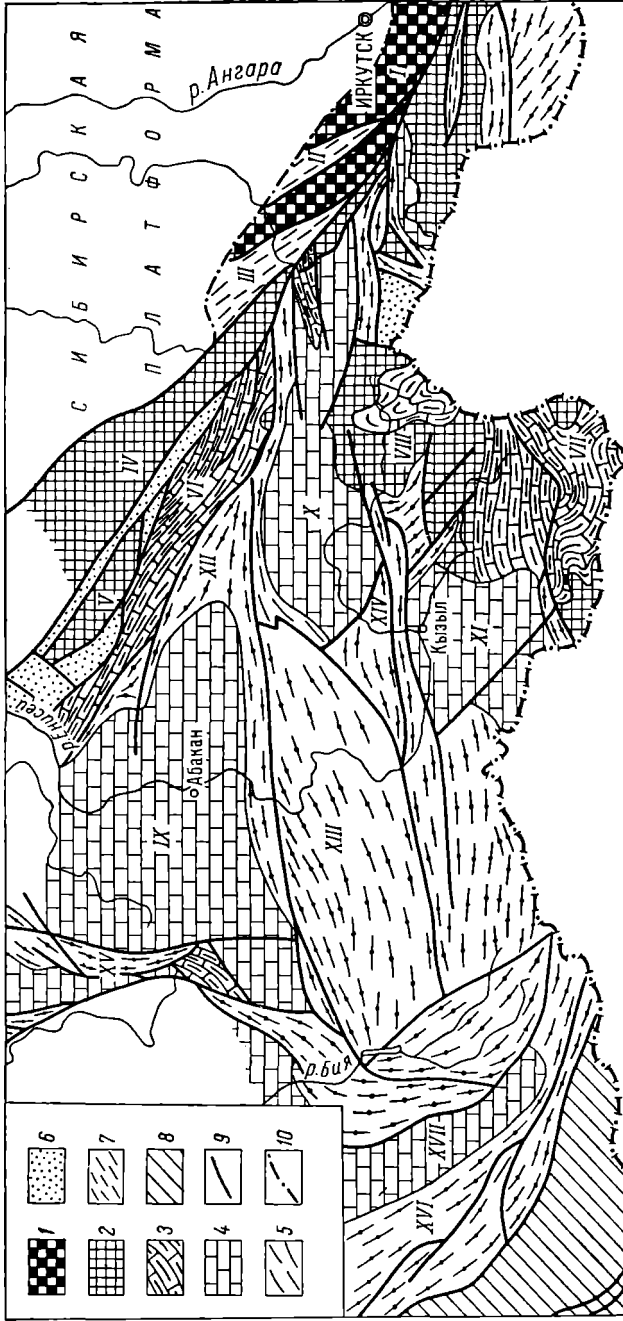


Рис. 2. Схема докембрийской тектоники Алтае-Саянской области.

1 — нижний архей; 2 — верхний архей; 3 — формирование графитистых мраморов и сланцев нижнего протерозоя; 4 — карбонатная формация верхнего протерозоя; 5 — эффузивно-сланцевая формация верхнего протерозоя; 6 — эффузивно-карбонатно-терригенная формация верхнего протерозоя; 7 — протерозойская песчано-сланцевая формация грабов; 8 — предполагаемое распространение протерозойских геосинклинальных отложений; 9 — основные разломы; 10 — граница распространения протерозойского платформенного чехла.
 О с т р о в с т в а : I — Шарьяк-Айский выступ, II — Опоцкий грабен, III — Урвикско-Ийский грабен, IV — Бирусинский глыба, V — Калская глыба, VI — Дербинский выступ, VII — Сангиленский выступ, VIII — Восточно-Тувинский выступ; эвапторитовые геосинклинали: IX — Минусинская, X — Тоджинская, XI — Центрально-Тувинская, XII — Кузнецко-Алтайская, XIII — Зайсановская, XIV — Харальская, XV — Кузнецко-Алтайская, XVI — Терригенная, XVII — Катунская геосинклинали.

развиты амагматичные, широкие, иногда изометричные, угловатых очертаний геосинклинали (Минусинская, Тоджинская и Центрально-Тувинская) с карбонатными формациями верхнего протерозоя (енисейская свита и ее аналоги). Амагматичные геосинклинали разделены узкими, очень

подвижными геосинклинальными трогами. Они выполнены зеленосланцевыми толщами, синхронными карбонатным толщам «известняковых» геосинклиналей (Западно-Саянской, Кизир-Казырской, Харальской и системы Кузнецкого Алатау).

Сочетание узких шовных геосинклиналей и разделенных ими угловатых и плоских блоков указывает на раздробленность подгеосинклинального субстрата и заложение таким путем геосинклинальных структур.

Западно-Саянская, Харальская и Кузнецко-Алатауская шовные геосинклинали на юго-западе сливаются и образуют обширную узловую геосинклиналь. Формационный тип отложений докембрия в районе Теректинского горста и Иртышской зоны смятия (сланцевые толщи с эффузивами) говорит об убывании роли карбонатных формаций и об общем возрастании магматической проницаемости Алтае-Саянской геосинклинальной системы к Центральному Казахстану.

Возрастание магматической проницаемости и уменьшение жесткости вглубь геосинклинальной системы можно объяснить отсутствием в центральных частях Алтае-Саянской геосинклинальной системы жесткого архейского основания.

Возможно, что обособление геосинклинальных областей и платформ в верхнем архее и нижнем протерозое было обусловлено не только различными состояниями коры, а также раздроблением архейского цоколя сетью глубинных разломов. Об этом свидетельствует срезание под разными углами структур архейского цоколя платформы окаймляющими ее системами разломов и складок. В пользу этого также говорит существование сквезных зон разломов, уходящих из геосинклинальной области в тело платформы. Северо-западный отрезок Муйского офиолитового пояса и система разломов вдоль оз. Байкал находят свое продолжение в Вилюйском авлакогене. Иркинеевский авлакоген, по гравиметрическим данным, может быть связан с зоной разломов, проходящей через хребет Аргу и северо-восточные отроги Кузнецкого Алатау.

Некоторая структурная связь намечается также в том, что участки геосинклинальной области, примыкающие к щитам и выступам платформы, являются наиболее поднятыми и характеризуются выходами на поверхность верхнеархейского основания. Таков, например, район станового геоантиклинального пояса, противостоящий Алданскому щиту, и район юго-восточной части Восточного Саяна, смежный с Шарыжалгайским выступом. Напротив, наиболее погруженный край с Патомским перикратонным опусканием соприкасается с погруженным и высокопроницаемым участком геосинклинальной области. Таким образом, по-видимому, существуют общие для платформы и геосинклинальной области зоны поднятий, прогибаний и разломов. Причины этих дислокаций уместно искать в глубинных слоях земной коры и мантии, по крайней мере соответствующих глубинным корням платформенных и геосинклинальных структур.

Защитная роль жесткого архейского фундамента и влияние раздробленности его глубинными разломами могут быть рассмотрены при сравнении Сибирской платформы с Верхояно-Чукотской мобильной областью.

Верхояно-Чукотская область является погруженной частью Северо-Азиатского кратона и характеризуется наличием архейского фундамента. Архейские образования известны на Охотском поднятии и в Колымо-Омолонском массиве, где они перекрываются метаморфизованными отложениями протерозоя платформенного типа. В других районах Верхояно-Чукотской области наблюдаются увеличенные мощности протерозоя, довольно значительный метаморфизм и флишеидный характер осадков. Однако типичные эвгеосинклинальные осадочные и магматические формации здесь неизвестны. Протерозойская структура этой области представляет собой совокупность поднятий с платформенным типом раз-

вития и прогибов субплатформенного или парагеосинклинального типа, которые развились на архейском цоколе. В отличие от Сибирской платформы архейский цоколь подвергся здесь большему раздроблению.

Несмотря на сильную раздробленность глубинными разломами, защитная роль архейского фундамента проявилась в том, что эта территория в докембрии по характеру своего развития близка к платформе. На последующих этапах геологического развития она также не носит типичных эвгеосинклинальных черт.

Анализ развития основных тектонических форм Сибири в докембрии приводит к выводу, что протерозойские структуры, развивающиеся на консолидированном архейском основании (Северо-Азиатский кратон), коренным образом отличаются от геосинклинальных структур.

Северо-Азиатский кратон, оформившийся уже в верхнем архее—нижнем протерозое, везде четко отделен от геосинклинальной области системами крупнейших глубинных разломов. На входящих углах этих разломов развиваются перикратонные опускания и связанные с ними авлакогены, уходящие в тело платформы.

На востоке, в районе Алданского щита, граница проходит по Алданскому краевому шву, срезающему нижнеархейские структуры и протягивающемуся параллельно верхнеархейскому геоантиклинальному поясу. К шву приурочены крупные конкордантные интрузии анортозитов и габбро-анортозитов верхнего архея и верхнепротерозойские субщелочные гранитоиды вулканского комплекса. В районе Патомского нагорья располагается широкое Патомское перикратонное опускание, ограниченное от Байкало-Витимской геосинклинальной системы Муйским офиолитовым поясом, продолжающимся к южной оконечности Байкала.

Более сложное сочленение имеется на саяно-байкальском участке. Здесь располагаются сравнительно просто построенные перикратонные опускания (Прибайкальское и Присаянское). Со стороны платформы с ними местами по разломам граничат архейские краевые глыбы (Южно-Енисейская, Бирюсинская, Канская, Байкальская). Бирюсинская глыба отделена от Алтае-Саянской геосинклинальной системы Восточно-Саянским краевым швом, который на западном отрезке представляет собой узкий грабен, выполненный эффузивно-карбонатно-терригенными толщами верхов верхнего протерозоя. С зоной шва генетически связаны формации ультраосновных, габброидных и гранитных интрузий. Байкальская глыба с внутренней стороны также ограничена системами разломов, вдоль которых развиты узкие трюги с формациями геосинклинального типа.

На Енисейском кряже располагается Енисейское перикратонное опускание, ограниченное на западе зоной разломов, к которой приурочен осадочно-вулканогенный глушихинский комплекс верхнего протерозоя и основные и ультраосновные интрузии.

Устойчивость границ кратона подчеркивается поясом гранитоидных конкордантных интрузий и полями инъекционных гнейсов, которые широкой полосой окаймляют Северо-Азиатский кратон на юго-востоке, юге, западе (Енисейский кряж) и, вероятно, на севере (Таймыр). Интрузии, входящие в состав пояса, имеют различный возраст: верхнеархейский (Таракский массив на юге Енисейского кряжа), нижнепротерозойский (куандинский комплекс), верхнепротерозойский (бирюсинский, саянский и мамско-оронский комплексы). Местами пояс выходит за пределы краевых структур, захватывая смежные приподнятые части геосинклинальной области, например дербинский интрузивный комплекс Восточного Саяна, древнестановые граниты Становика. Существование этого пояса, по-видимому, связано с раздроблением в верхнем архее—нижнем протерозое архейского основания кратона и заложением по его периферии геосинклинальных систем.

ЛИТЕРАТУРА

- А в д о н ц е в Н. А. Структура Гарганской глыбы (Восточный Саян). В кн.: Геология и пол. ископ. Бурятии (Тр. БурЮНИИ СО АН СССР), сер. геол., вып. 7, Улан-Удэ, 1961.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., А. Н. К а з а к о в, Э. К. Г е р л и н г. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- И л ь и н А. В. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ Юго-Восточной Тувы. Матер. по региональной геологии (Тр. ВАГТ, вып. 2), 1956.
- И л ь и н А. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилей (Тува). Сов. геология, № 4, 1958.
- И л ь и н А. В., Г. А. К у д р я в ц е в. Докембрий Тувы. Сов. геология, № 9, 1960.
- К и н г Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. ИЛ, 1961.
- К у д р я в ц е в Г. А. Поздний докембрий Восточной Тувы и сопредельной территории. Тезисы докл. Совещ. по стратигр. отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.
- Л е й т е с А. М. Докембрийский кристаллический комплекс междуречья Скульбана и Конды. Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст., вып. 5, 1962.
- М а х и н Г. В. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы. Матер. по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
- С а л о п Л. И. Докембрий Байкальской горной области. Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия, М., 1958.
- С а л о п Л. И. Поздний докембрий (верхний протерозой) Байкальской горной области и его стратиграфические границы. Тезисы докл. совещ. по стратигр. отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962.

*И. П. Бузиков, И. Н. Крылов, Ф. П. Митрофанов,
Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова*

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКОЙ ПОДВИЖНОЙ ОБЛАСТИ

1. В настоящее время следует считать наиболее правильным рассмотрение истории развития подвижных областей на основе изучения отдельных слагающих их частей — структурно-фациальных зон (Хаин, Шейнманн, 1960). Работы последних лет (Кратц, 1955, 1960, 1963; Салоп, 1958, 1960; Харитонов, 1960) показали возможность применения принципов структурно-фациального анализа к изучению докембрийских подвижных областей, сложенных немymi, глубоко метаморфизованными толщами.

При выделении в Восточно-Саянской подвижной области относительно самостоятельных структурно-фациальных зон, кроме состава формаций и характера структур, учитывались метаморфизм отложений (степень регионального метаморфизма, зональность в распределении фаций, проявление процессов наложенного метаморфизма, характер и масштабы последнего), данные по изучению интрузивного магматизма и изменения его в пространстве и во времени, а также радиологические данные о возрасте метаморфических и интрузивных пород.

Применяемая в работе терминология соответствует, с небольшими изменениями, терминологии структурно-фациальных зон, предложенной В. А. Николаевым (1953, 1957) для подвижных поясов земной коры.

Структурно-фациальное районирование Восточно-Саянской подвижной области и выявление особенностей отдельных зон позволяет по-новому подойти к решению многих вопросов геологического строения Восточного Саяна и смежных территорий.

2. В геологическом строении Восточного Саяна участвуют метаморфизованные осадочные, вулканогенные и интрузивные образования архейского (2700—1900 млн лет) и протерозойского (1900—600 млн лет) возрастов, а также палеозойские (540—290 млн лет) и мезокайнозойские отложения и магматические породы.

Большая часть этого региона, расположенная северо-восточнее Восточно-Саянского глубинного разлома (Зоненшайн и Кудрявцев, 1960), относится к протерозойской складчатой области, геосинклиальная стадия развития которой была завершена в верхнепротерозойский период, однако сформированные структуры ее были существенно переработаны во время каледонского тектогенеза (Обручев, 1949; Флоренсов, 1954; Павловский, 1956; Бузиков и Обручев, 1957, и др.). Лишь территория к юго-западу от Восточно-Саянского разлома характеризуется типично геосинклинальным режимом и в нижнем палеозое. Последняя в настоящей статье не рассматривается.

3. Архейский этап развития (2700—1900 млн лет) завершился складчатостью, глубоким региональным метаморфизмом осадочно-вулканогенных толщ (шарыжалгайская и слюдянская серии и сопоставляемая с ними бирюсинская серия) в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и возникновением гранитоидов (китойский комплекс, 1940—1900 млн лет). В результате складчатости были сформированы структуры, которые в современных краевом выступе фундамента Сибирской платформы и Канской глыбе имеют субмеридиональное (северо-западное и северо-восточное) простираание, в Гарганской глыбе — северо-восточное, а в Туинкинско-Хамардабанской — от северо-восточного на востоке глыбы до северо-западного на западе. Различный план архейской складчатости в краевом выступе Сибирской платформы и глыбах объяснить пока невозможно, материалы для выделения самостоятельных этапов складчатости в архее отсутствуют.

4. Протерозойская Саяно-Байкальская подвижная область заложилась на денудированных архейских складчатых сооружениях, которые слагали либо фундамент новых геосинклинальных прогибов, либо некоторые участки их, отделенные глубинными разломами, выступали в протерозойской подвижной области как самостоятельные структурно-фациальные зоны геоантиклинального типа.

В развитии протерозойской подвижной области нами выделяется три самостоятельных этапа: нижнепротерозойский (1900—1700 млн лет), среднепротерозойский (1700—1100 млн лет) и верхнепротерозойский (1100—600 млн лет).

В каждом из этапов развития выделяются структурно-фациальные зоны первого порядка — геосинклинальные прогибы и разделяющие их геоантиклиналы (срединные массы) — и более мелких порядков — вложенные прогибы и депрессии разных этапов. Общая направленность развития ведет от этапов с преобладающим значением зон прогибания и осадконакопления к этапам преимущественного распространения зон поднятия и размыва.

Сопоставление протерозойских отложений различных структурно-фациальных зон в каждом из выделенных этапов развития подвижной области приведено в таблице.

5. Нижнепротерозойский этап развития на территории Восточного Саяна характеризуется слабой дифференциацией подвижной области и преобладанием областей прогибов над областями поднятий. Определенно можно говорить о существовании в это время двух структурно-фациальных зон — Присаянского и Иркутно-Дербинского геосинклинальных прогибов.

Присяянский прогиб включал территорию современного краевого выступа фундамента Сибирской платформы к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома. Заложение последнего относится, по-видимому, к началу протерозойского времени. Иркутно-Дербинский прогиб охватывал всю территорию, расположенную юго-западнее этого разлома.

Отложения нижнего протерозоя Присяянского прогиба (свиты камчадалская, Соснового Байца и большевиченская с возрастом 1880—1790 млн лет) принадлежат к вулканогенно-терригенной железистокремнистой и терригенной формациям, характерным для начальных (ранних) этапов развития осевых зон геосинклинальных прогибов.

На территории Иркутно-Дербинского прогиба в нижнем протерозое происходило накопление вулканогенно-терригенной и терригенной формаций.

6. На границе нижнего и среднего протерозоя в Присяянском прогибе происходит складчатость, сопровождавшаяся глубоким региональным метаморфизмом нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ (в условиях амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фаций) и мощным гранитоидным магматизмом (онотский комплекс, 1780—1750 млн лет). Архейские породы, слагающие фундамент прогиба, в это время (1830—1765 млн лет) подвергались пластической переработке и региональному диафорезу в условиях, изофациальных с метаморфизмом нижнепротерозойских пород.

В Иркутно-Дербинской зоне, где на границе нижнего и среднего протерозоя складкообразовательные движения не устанавливаются, можно предполагать непрерывность осадконакопления от нижнего до среднего протерозоя включительно.

7. Среднепротерозойский этап характеризуется усилением дифференциации подвижной области и более четким обособлением структурно-фациальных зон с различным геотектоническим режимом.

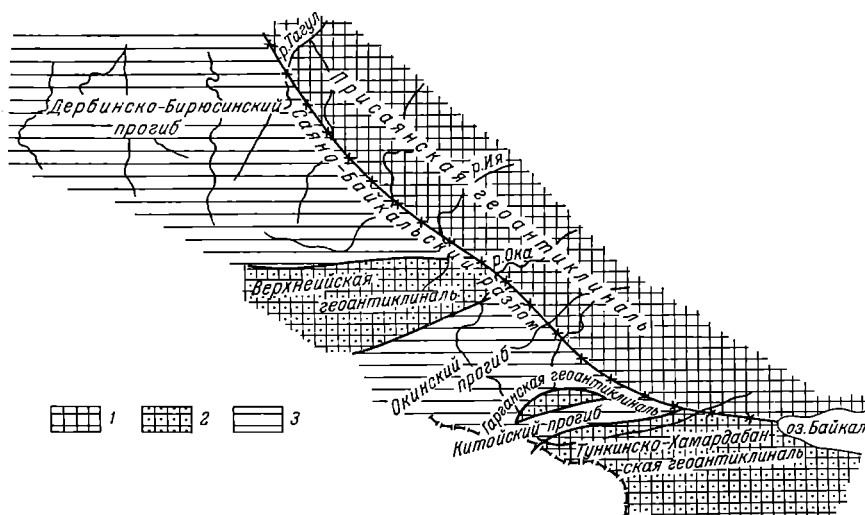
Присяянский прогиб нижнепротерозойского возраста в результате складчатости, внедрения гранитоидов, имевших место на границе нижнего и среднего протерозоя, превращается в структуру, которую уже в среднем протерозое можно рассматривать как относительно консолидированный участок земной коры и причленять к древней платформе (Ангарской, по Л. И. Салопу, 1960). В то же время мы считаем возможным рассматривать ее как структуру типа периферической геоантиклинали в составе Саяно-Байкальской протерозойской подвижной области. Зоной сочленения этой геоантиклинали с внутренней частью протерозойской подвижной области являлся, по-видимому, Саяно-Байкальский глубинный разлом.

Отложения среднего протерозоя на территории Присяянской геоантиклинали, представленные осадками карбонатно-терригенной формации (урикская, сублукская свиты) и локализующиеся в краевых частях зоны, ложатся с перерывом и угловым несогласием на породы более древних комплексов — архейского и нижнепротерозойского.

В Иркутно-Дербинской зоне в среднем протерозое происходит отложение карбонатных формаций. Следует отметить, что отнесение к среднему протерозою этих осадков является в значительной мере условным, так как они образуют совместно с нижележащими отложениями вулканогенно-терригенной и терригенной формаций единый доверхнепротерозойский комплекс, в котором в настоящее время не установлены признаки перерывов и угловых несогласий.

8. Для Иркутно-Дербинской зоны во время отложения карбонатных формаций намечается разделение на ряд более мелких самостоятельных структурно-фациальных зон. Так, к этому времени на территории современной Гарганской глыбы обособляется Гарганское поднятие, разделившее два относительно крупных прогиба — Окинский на

севере и Китайский на юге (рис. 1). Это поднятие следует рассматривать как внутреннюю геосинклиналь или срединную массу, на территории которой осадконакопление в это время не происходит. Она представляет собой область сноса: обломочный материал слагающих ее архейских пород наблюдается в отмеченных выше карбонатных породах в пределах Китайского прогиба (Лодочников, 1941; данные сотрудников Бурятского геологического управления и Лаборатории геологии докембрия АН СССР). Аналогичное поднятие (Верхнейское), по-видимому, обособилось также на месте современной Бийхем-Утхумской структуры. Это поднятие от-



ис. 1. Структурно-фациальные зоны Восточно-Саянской подвижной области в среднем протерозое.

1 — зоны периферических геосинклиналей; 2 — зоны внутренних геосинклиналей; 3 — зоны геосинклинальных прогибов.

делило Окинский прогиб на юге Восточного Саяна от Дербинско-Бирюсинского, расположенного севернее.

Существование по крайней мере трех самостоятельных прогибов в этот этап подтверждается заметными различиями в составе карбонатных формаций каждого из них (см. таблицу).

В состав прогибов в среднем протерозое, по-видимому, входили значительные участки, в пределах которых в настоящее время обнаруживаются главным образом породы архейского возраста. Так, северная крайняя часть современной Тункинско-Хамардабанской глыбы (включающая территорию Хонголкойской и Шумаковской архейских глыб), а также часть современного краевого выступа фундамента платформы к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома входили в состав Китайского прогиба и являлись областью осадконакопления. Отложения нижнего—среднего протерозоя, сохранившиеся лишь в мелких тектонических клиньях, представлены здесь терригенной и карбонатной формациями мощностью до нескольких тысяч метров.

Южная часть современной Тункинско-Хамардабанской глыбы, отделенная от северной глубинным разломом, проходящим по южному склону Тункинских гольцов, в среднем протерозое представляла собой относительно консолидированную, геосинклинального типа структуру, которая в отличие от Гарганского поднятия являлась, по-видимому, областью осадконакопления.

Этапы		Верхний прогрозой.	Средний прогрозой.	Нижний прогрозой.	Структурно-фациальная зона	Современная структура	Состав отложений	Формации	Структурно-фациальная зона	Современная структура
Присаянская гесантиклиналь.		К северо-востоку от Главного Саянского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского прогиба.	Территория красного выступа Сибирской платформы.		<p>Песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты (оселочная свита). Мощность 800—900 м.</p> <p>Конгломераты, песчаники, доломиты, алевролиты (карагасская свита). Мощность 500—600 м.</p> <p>Пестроцветные конгломераты, песчаники, сланцы (ермосихинская свита). Мощность 800—1000 м.</p>	Молассовая и платформенная терригенная.	Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория.
Присаянский прогиб.		К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского прогиба.	Территория красного выступа Сибирской платформы.		<p>Туфогенные сланцы, песчаники, алевролиты и алевроиды, конгломераты и гравелиты, известняки (урикская свита). Мощность 2000 м.</p> <p>Кварциты, амфиболовые сланцы, амфиболиты, биотитовые, гранатобiotитовые, андалузитовые сланцы (большереченская свита). Мощность около 3000 м.</p> <p>Амфиболиты, амфиболовые сланцы, горизонты железистых кварцитов (свита Соснового Байца). Мощность 700 м.</p> <p>Амфиболиты с прослоями гранато-двусланяных, гранато-биотитоставролитовых сланцев, доломитовых магнетитовых мраморов, кварцитов (камчатдальская свита). Мощность 1000 м.</p>	Карбонатно-терригенная.	Бирюсинско-Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория и Бирюсинского горста.
Иркутино-Дербинский прогиб.		К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома.	К северо-востоку от Саяно-Байкальского прогиба.	Территория красного выступа Сибирской платформы.		<p>Вулканогенно-терригенная (?).</p>	Иркутино-Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория, Бирюсинского горста, Окинского и Китойского синклинория.	<p>Кальцевые, биситовые и гнейсы (мощность 700 м).</p> <p>Мраморно-фиболовые (дербинские) (до 4000 м).</p> <p>На территории Восточного-биотитового моря (аз).</p>

Примечание. Отдельные свиты, расположенные на одном уровне в разных колонках таблицы, 1

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ

отложений	Формация	Структурно-фациальная зона	Сопрежженная структура	Состав отложений	Формация	Структурно-фациальная зона	Современная структура	Состав отл
левролиты, аргиллы, конгломераты а). Мощность 800—	Молассовая и платформенная терригенная.	Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория.	Основные и кислые эффузивы и их туфы, кремнистые сланцы с прослоями известняков (бахтинская или кувайская свита). Мощность до 1000 м.	Вулканогенно-терригенная.	Окинский прогиб.	Территория Окинского синклинория.	Конгломераты, песчаники, алевролитовые сланцы (до 1000 м).
песчаники, доломиты (карагасская свита) 500—600 м.				Известняки, песчаные известняки с прослоями сланцев (манская свита). Мощность 1000 м.				Известняки и доломитовые сланцы (монгольская свита). Мощность 5000 м.
конгломераты, доломиты (ермошинская свита) 800—1000 м.				Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями известняков и покровами эффузивов (урманская свита). Мощность 5000 м.				Слюдисто-кварцевые сланцы, серицитовые сланцы, метазэффузивы, карбонаты (окинская свита). Мощность 7000 м.
сланцы, песчаники, левролиты, конгломераты, известняки). Мощность 2000 м.	Карбонатно-терригенная.	Бирюсинско-Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория и Бирюсинского горста.	Кальцифиры, мраморы, биотитовые, биотито-амфиболовые сланцы и гнейсы (каменская свита). Мощность 700—1000 м.	Карбонатная.		Территория Окинского синклинория.	Кальцитовые, в том числе доломитовые и биотитовые сланцы, биотитовые сланцы (иркутская свита). Мощность около 1500 м.
			Мраморы, кварциты, биотито-амфиболовые и пироксеновые гнейсы (дербинская свита). Мощность около 4000 м.					
фиболовые сланцы, сланцы, отитовые, гранато-алузитовые сланцы (свита). Мощность	Терригенная.	Иркутско-Дербинский прогиб.	Территория Восточно-Саянского антиклинория, Бирюсинского горста, Окинского и Китовского синклинория.	На территории современных Бирюсинского горста и Восточно-Саянского антиклинория: амфиболовые, гранито-биотитовые, пироксеновые гнейсы, кальцифиры, мраморы (алынджерская свита). Мощность 1000—1500 м.			Территория Окинского синклинория.	На территории Саяно-амфиболовые и биотитовые и гранитовые сланцы (иркутская свита). Мощность 3
амфиболовые сланцы, железистые кварциты (Байца). Мощность	Железисто-кремнистая.							
прослоями гранитов, гранито-биотитовых сланцев, доломитовых мраморов, кварцевая свита). Мощность	Вулканогенно-терригенная (?).							

отложения на одном уровне в разных колонках таблицы, не всегда синхронны по времени образования, поскольку полные страти

Фациальная зона	Современная структура	Состав отложений	Формации	Структурно-фациальная зона	Современная структура	Состав отложений	Формации	Структурно-фациальная зона
Окинский прогиб.	Территория Окинского синклиория.	Конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролитовые и глинистые сланцы (дибинская свита).	Терригенал, признаки молассовой.	Китойский прогиб.	Территории Китойского синклиория.	Кальцитовые известняки, доломиты, кварциты и филлиты (монголинская свита). Мощность 5000 м.	Карбонатал.	Тункиско-Хамардабанская гессантиспаль.
		Известняки и доломиты с прослоями песчаных известняков и сланцев (монголинская свита). Мощность 5000 м.	Карбонатал.			Сланцы и рассланцованные эффузивы с маломощными прослоями известняков (шумакская свита). Мощность 2000 м.		
		Слюдисто-кварцевые, хлоритосерицитовые сланцы, метаморфизованные песчаники, туфо-песчаники, метаэффузивы, карбонатные породы (окинская свита). Мощность 5000—7000 м.	Вулканогенно-терригенал.			Амфиболовые сланцы с прослоями мраморов и слюдисто-карбонатных сланцев (уртагольская свита). Мощность 800—1000 м.		
		Кальцитовые, в меньшем количестве доломитовые мраморы с прослоями биотитовых и гранато-амфиболо-биотитовых гнейсов и кварцитов (иркутская свита). Мощность около 1500 м.	Карбонатал.			Кальцитовые и доломитовые мраморы с прослоями кварцитов, кварцево-сланцевых карбонатных сланцев и амфиболитов (толтинская свита). Мощность 2000—2500 м.		
горста и е, гранаты. Мраморы. 300 м.		На территории Окинского синклиория: биотито-амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранато-биотитовые и гранато-амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболитов, мраморов (хайтинская (?) свита). Мощность 3000 м.			Территории Китойского синклиория и северной части Тункиско-Хамардабанской глыбы.	На территории Китойского синклиория: слюдисто-кварцевые сланцы, биотитовые, биотито-гранатовые, ставролито-биотитовые гнейсы, прослои амфиболитов и реже мраморов (хонголдойская свита). Мощность около 3000 м.	Вулканогенно-терригенал.	

ОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Солончаковая структура	Состав отложений	Формация	Структурно-фациальная зона	Современная структура	Состав отложений
территории китайского синклиналии.	<p>Кальцитовые известняки, доломиты, кварциты и филлиты (монгопшинская свита). Мощность 5000 м.</p> <p>Сланцы и рассланцованные эффузивы с маломощными прослоями известняков (шумацкая свита). Мощность 2000 м.</p>	Карбонатная.	Тункинско-Хамардабанская геосинклиналиаль.	Территория Тункинско-Хамардабанской глыбы.	Конгломераты, кварцевые сланцы и мраморы (монгопшинская свита). Мощность 500—700 м.
Тункинско-Хамардабанской глыбы.	<p>Амфиболовые сланцы с прослоями мраморов и слюдисто-карбонатных сланцев (уртагольская свита). Мощность 800—1000 м.</p> <p>Кальцитовые и доломитовые мраморы с прослоями кварцитов, кварцево-сланцев и амфиболитов (толтинская свита). Мощность 2000—2500 м.</p>			Тункинско-Хамардабанская геосинклиналиаль.	Территория Тункинского разлома.
	<p>На территории Китайского синклиналии: слюдисто-кварцевые сланцы, биотитовые, биотито-гранатовые, ставролитово-биотитовые гнейсы, прослои амфиболитов и рже мраморов (хонголдойская свита). Мощность около 3000 м.</p>	Вулканогенно-терригенная.		Территория Тункинско-Хамардабанской глыбы к югу от Тункинского разлома.	

яда структурно-фациальных зон в настоящее время еще не известны.

Состав отложений	Формация	Структурно-фациальная зона	Современная структура	Состав отложений	Формация
<p>Конгломераты, кварцевые сланцы и мраморы (монгошинская свита). Мощность 500—700 м.</p>	Карбонатная.	Гарганская геосинклиналь.	Территория Гарганской глыбы.	<p>Конгломераты, грубозернистые аркозовые песчаники, алевролиты, кварциты, мраморы (сопоставляется с монгошинской свитой). Мощность 700—800 м.</p>	Карбонатная.
<p>Отложения не установлены.</p>				<p>Отложений не было (область спада).</p>	

Единый геосинклинальный прогиб, Дербинско-Бирюсинский, в среднем протерозое существовал на месте современного Восточно-Саянского (Дербинского) антиклинория и Бирюсинского горста. Хотя отложения этого возраста на территории Бирюсинского горста сейчас еще не установлены, нижнепротерозойские магматические породы и наложенный метаморфизм в архейских породах, отвечающие глубинным фациям, позволяют судить о том, что эта структура в среднем протерозое являлась достаточно глубоко погруженной.

Таким образом, в среднепротерозойский этап усиливается дифференциация Восточно-Саянской области и отчетливо намечается разделение ее на ряд самостоятельных структурно-фациальных зон (рис. 1). При этом возрастает роль геоантиклинальных поднятий (Присаянское, Гарганское, Верхнейское, Тункинско-Хамардабанское), хотя прогибы, занимая значительные площади, все еще являются преобладающими.

9. На границе среднего и верхнего протерозоя, вероятно, повсеместно в пределах Восточно-Саянской подвижной области имела место складчатость. В Присаянской геоантиклинали она устанавливается по налеганию верхнепротерозойских отложений с отчетливым несогласием на породы более древних комплексов и по проявлению гранитоидного магматизма на границе среднего и верхнего протерозоя. В Окинском и Китойском прогибах перерывы в осадконакоплении в это время не установлены. Однако разные структурные планы нижне-, средне- и верхнепротерозойских пород, различие в степени регионального метаморфизма и проявление гранитоидного магматизма в конце среднего протерозоя позволяют предполагать существование предверхнепротерозойской складчатости и в этих двух зонах. В Дербинском прогибе перерыв предверхнепротерозойского времени предполагается на основании находок отдельных линз конгломератов в основании разреза верхнего протерозоя, резкой смены фаций осадков от нижнего—среднего протерозоя (дербинская серия) к верхнему (кувайская серия) и выделения разновременного метаморфизма в породах этих серий.

В Присаянской геоантиклинали предверхнепротерозойские движения привели к формированию складчатых структур, ориентированных несогласно по отношению к структурам архея и нижнего протерозоя (в северо-северо-восточном направлении в бассейне р. Урик, переходящем к западу на северо-западное). Региональный метаморфизм среднепротерозойских отложений этой зоны характеризуется условиями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Магматизм представлен известково-щелочными гранитоидами калиево-натриевого и существенно калиевого ряда (саянский комплекс с возрастом не моложе 1082 млн лет), образующими крупные массивы в пределах Урикско-Ийского грабена. Тектонические движения среднепротерозойского возраста в породах архейского и нижнепротерозойского структурных ярусов проявились в виде разрывных нарушений, сопровождаемых образованием относительно узких зон диафторитов зеленосланцевой фации.

В Окинском и Китойском прогибах отложения нижнего—среднего протерозоя были смяты в серию линейных складок. Несмотря на то, что породы этого возраста слагают в настоящее время лишь ряд разобщенных тектонических блоков, можно говорить об основных северо-западном и субширотном направлениях складчатых структур. Метаморфизм этого этапа характеризуется условиями эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а известково-щелочные гранитоиды натриевого (саган-шулутский комплекс) и калиево-натриевого ряда (хонголдайский комплекс) слагают небольшие массивы соответственно синорогенного и позднеорогенного типа. Характер структур, возникших в этот период в Дербинском прогибе,

пока не выяснен. Отложения этого возраста здесь метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

10. В верхнем протерозое наблюдается общая трансгрессия моря и расширение площадей осадконакопления. Отложение осадков (по-видимому, в условиях открытого, но неглубокого морского бассейна) происходит и на территории геодантиклинальных поднятий. В верхнем протерозое геодантиклинальный режим сохраняется для Присаянской, Гарганской, Тункинско-Хамардабанской и Верхнейской структурно-фациальных зон (рис. 2). Площади Присаянской и Тункинско-

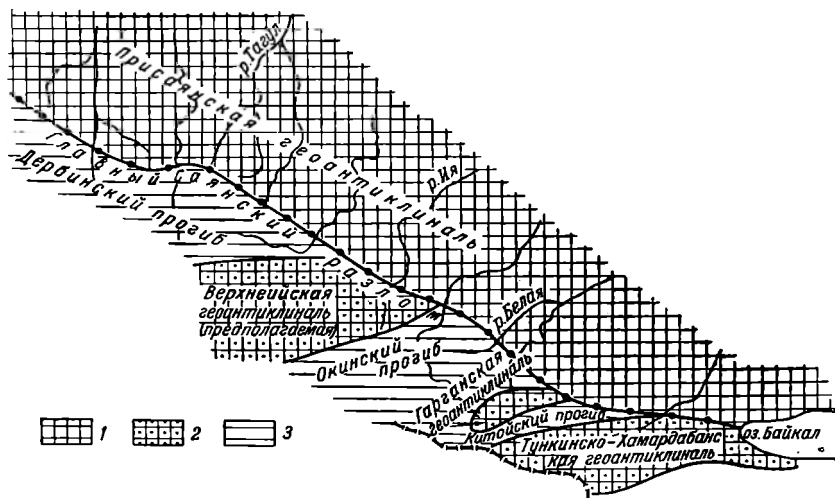


Рис. 2. Структурно-фациальные зоны Восточно-Саянской подвижной области в верхнем протерозое.

1 — зоны периферических геодантиклиналей; 2 — зоны внутренних геодантиклиналей; 3 — зоны геосинклинальных прогибов.

Хамардабанской геодантиклиналей значительно расширяются по сравнению с предыдущим этапом. К Присаянской геодантиклинали с юго-запада причленяется территория современного Бирюсинского горста. От Дербинского геосинклинального прогиба, включающего территорию Восточно-Саянского антиклинория, названная геодантиклиналь отделяется Главным Саянским разломом. Тункинско-Хамардабанская геодантиклиналь для верхнепротерозойского периода включает уже не только территорию современной Хамардабанской глыбы, но также и территорию Хонгольской и Шумаковской глыб.

Осадки верхнего протерозоя (ермосохинская, карагасская и оселочная свиты, с возрастом около 800 млн лет) на территории Присаянской геодантиклинали относятся к молассовой и платформенной терригенной формациям и характеризуются относительно малыми мощностями (1500—2000 м). В пределах Гарганской и Тункинско-Хамардабанской (в северной краевой части ее) геодантиклиналей однообразные отложения представлены только карбонатными породами с песчаниками и кварцитами в нижней части разреза. Мощность этих отложений составляет несколько сот метров. В Окинском и Китоиском геосинклинальных прогибах в верхнепротерозойское время происходило накопление мощной толщи осадков, принадлежащих к вулканогенно-терригенной (окинская, шумаковская свиты), карбонатной (монгошинская свита с возрастом 870—708 млн лет) и терригенной с признаками молассовой в Окинской зоне (дибийская свита) формациям, последовательно сменяющим друг друга в раз-

резе и имеющим свои отличительные черты в пределах каждой из зон. В Дербинском прогибе в верхнем протерозое формировалась толща терригенно-карбонатного в нижней части (урманская и манская свиты) и эффузивно-терригенного состава в верхней части разреза (кувайская свита).

11. П р е в р а щ е н и е п р о т е р о з о й с к о й п о д в и ж н о й о б л а с т и рассматриваемой территории Восточного Саяна в складчатую происходит на границе верхнего протерозоя и кембрия. Верхнепротерозойская складчатость охватывает всю территорию. В это время происходит общая перестройка структурного плана. Складчатые структуры верхнего протерозоя в юго-восточной части хребта имеют субширотное простирание, несогласное с простиранием складок предыдущих этапов. Их ориентировка определяется конфигурацией и ориентировкой жестких упоров геантиклинальных поднятий. Интенсивность складкообразовательных движений, как и процессов метаморфизма и магматизма этого этапа, была различной в разного типа структурно-фациальных зонах. В то время как в Китойском, Окинском и Дербинском прогибах были сформированы полные складчатые структуры геосинклинального типа, региональный метаморфизм пород отвечал условиям зеленосланцевой и низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации и внедрялись крупные интрузивные массивы гранитоидов (арапошйский и дербинский комплексы), в Присаянской геантиклинали складчатые структуры этого возраста имеют субплатформенный характер (складчатость промежуточного типа, по Белоусову, 1954) и осадки неметаморфизованы. Гранитоидный магматизм верхнепротерозойского возраста в этой зоне также не установлен. В Гарганской и Тункинско-Хамардабанской внутренних геантиклиналях, как и в Присаянской, складчатые структуры верхнего протерозоя имеют промежуточный характер (брахискладки, мульды и т. п.), а магматические породы также неизвестны.

12. Выделяя в протерозое н и ж н и й (1900—1700 млн лет), с р е д н и й (1700—1100 млн лет) и в е р х н и й (1100—600 млн лет) о т д е л ы, мы придаем им значение соответственно начального, раннего и среднего этапов развития подвижной области. Однако если средний протерозой характеризует собой ранний этап развития в большинстве зон, то в Присаянской в это время геологическая обстановка отвечает уже условиям позднего этапа. Присаянская зона по отношению ко всей остальной части (юго-западнее Саяно-Байкальского разлома) Восточно-Саянской протерозойской подвижной области имеет сокращенный период развития. Так, близкий к платформенному режим был установлен здесь уже с верхнего протерозоя, в то время как в остальной части подобные условия наступили только после нижнего кембрия. Эти характерные условия развития Присаянской зоны обуславливают многие из замечательных ее особенностей, в том числе отсутствие или слабую проявленность магматизма и метаморфизма верхнепротерозойского и палеозойского возраста, отсутствие процессов омоложения посленижнепротерозойского возраста (в том числе и палеозойских), столь характерных для докембрийских пород остальной территории Восточного Саяна (см. статью Л. П. Никитиной и других в настоящем сборнике).

13. К е м б р и й с к и й э т а п является завершающим в развитии Восточно-Саянской подвижной области. Ему предшествует длительный перерыв в осадконакоплении и денудация докембрийских образований, о чем свидетельствуют конгломераты и отчетливо выраженное угловое несогласие в основании палеозойского комплекса.

В палеозойское время Восточный Саян, исключая территорию, расположенную к юго-западу от Восточно-Саянского глубинного разлома, представляет более или менее стабилизированную область, которая в целом

может рассматриваться как структура типа периферической геосинклинали I рода по отношению к Алтае-Саянской палеозойской подвижной области (рис. 3). В период геосинклинальной стадии развития, последней в Восточном Саяне, на раздробленном складчатом докембрийском фундаменте вдоль зон глубинных разломов происходит заложение ряда прогибов. Кембрийские отложения Сархой-Сагансарского, а также Манского и Бийхем-Утхумского прогибов представляют собой образования остаточных (Шейнманн, 1960) или недоразвитых геосинклиналей (Зоненшайн и Кудрявцев, 1960) или внешних наложенных геосинклинальных проги-

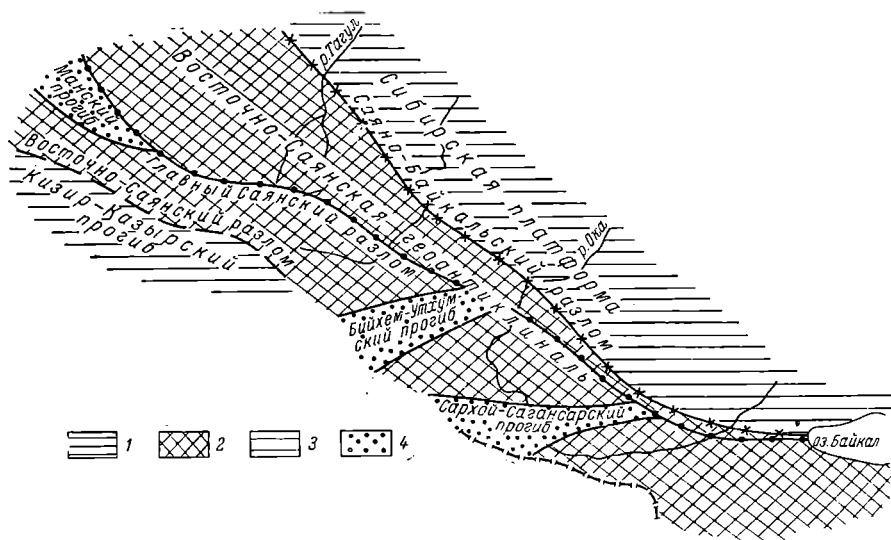


Рис. 3. Структурно-фациальные зоны Алтае-Саянской подвижной области и границы Сибирской платформы на территории Восточного Саяна в нижнем кембрии.

1 — Сибирская платформа; 2 — зона периферической геосинклинали; 3 — зона геосинклинального прогиба; 4 — зоны приразломных прогибов.

бов (Белостоцкий и др., 1959) с промежуточными (между геосинклинальными и платформенными) условиями развития.

Типично платформенный режим на территории Восточного Саяна в нижнем кембрии имеет место лишь к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома. Эти две различной мобильности структуры — палеозойская Сибирская платформа и Восточно-Саянская периферическая геосинклиналь Алтае-Саянской подвижной области — сочленяются зоной, развивающейся вдоль Саяно-Байкальского глубинного разлома, которая для юго-восточной части Восточного Саяна названа нами Онотско-Бельской.

В салаирскую эпоху тектогенеза происходит окончательное оформление глыбового строения региона, отчетливо проявленное в современном эрозионном срезе, возникновение большого количества региональных разрывных нарушений и оперяющих их разломов более высоких порядков (Обручев, 1949; Арсентьев, 1960). К этому же времени приурочено формирование и крупных интрузий гранитоидов таннуольского (500—470 млн лет) и сархойского (495—491 млн лет) комплексов, внедрение которых, по-видимому, обуславливает окончательную консолидацию территории (Кузнецов, 1960).

14. Начиная с верхнего кембрия (?) или ордовика (?) Восточный Саян представляет область завершенной складчатости или молодой платформы, что согласуется с выводами Е. В. Павловского (1956)

и других о салаирской эпохе ликвидации геосинклинального режима в большей части Саяно-Байкальской подвижной области. С этого времени вся рассматриваемая территория входит в состав Сибирской платформы и до мезо-кайнозойского аркогенеза утрачивает подвижность (Павловский, 1956).

Однако региональное развитие на территории Восточного Саяна, к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома, явлений палеозойского «омоложения» пород, устанавливаемого радиологическими методами, указывает на достаточную активность тектонических, магматических и других процессов на этой территории еще в течение всей палеозойской эры.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. Тр. БурКНИИ СО АН СССР, сер. геол.-геогр., вып. 2, 1960.
- Белостоцкий И. И., Л. П. Зоненшайн, Б. Н. Красильников, Г. А. Кудрявцев. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., т. XXXIV (6), 1959.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Бузилов И. П., С. В. Обручев. Стратиграфия и тектоника докембрия Туункинских гольцов. Матер. по науч. произв. сил БАССР, вып. 3, Улан-Удэ, 1957.
- Зоненшайн Л. П., Г. А. Кудрявцев. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 19, Изд. АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.
- Кратц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. Тр. II петрограф. совещ., Госгеолтехиздат, 1960.
- Лодочников В. Н. Петрология Ильчирско-Моидинского района. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 28, Иркутск, 1941.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.
- Николаев В. А., Н. В. Горлов, К. А. Шуркин, Н. Г. Судовников, В. А. Масленников, Л. А. Прияткина. Под ред. В. А. Николаева. Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. ДАН СССР, т. 68, № 5, 1949.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной страны. Тр. Межвед. совещ. по разработке унифид. стратигр. схем 1956 г., Изд. АН СССР, 1958.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. В сб.: Вопр. геологии Азии, т. I, Изд. АН СССР, 1954.
- Хан В. Е., Ю. М. Шеймани. Сто лет учения о геосинклиналиях. Сов. геология, № 11, 1960.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Хильтова В. Я., Л. П. Никитина, И. П. Бузилов, Н. А. Авдопцев. Тектоника докембрийских глыб и их абсолютный возраст (в печати).
- Шеймани Ю. М. Некоторые черты каледонид Евразии. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 19, Изд. АН СССР, 1960.

СТРАТИГРАФИЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО И ПАТОМСКОГО НАГОРИЙ

Издавна Мамская слюдоносная провинция, расположенная в Северо-Байкальском нагорье, Бодайбинская золотоносная провинция Патомского нагорья и северо-западная окраина этих нагорий резко противопоставлялись друг другу по литологии, структуре, метаморфизму и рудопроявлению, а осадочные отложения, слагающие их, считались разновозрастными.

До последнего времени мамской серии слюдоносной провинции обычно приписывался архейский возраст, бодайбинской серии золотоносной провинции — нижнепротерозойский, а патомской серии (комплексу) северо-западной окраины нагорья — верхнепротерозойский или нижнепалеозойский.

Лишь немногие исследователи отстаивали точку зрения об одновозрастности мамской и бодайбинской серий, с одной стороны (В. М. Таевский, Л. И. Салоп, Д. А. Великославинский), и патомской и бодайбинской — с другой (Т. П. Жаднова и др.).

Очень веский материал для сопоставления низов разрезов осадочных отложений верхнего докембрия этих трех областей (так называемой тепторгинской серии Патомского нагорья и его окраины и ставролитового горизонта мамской серии) дали исследования В. К. Головенка (1960). Однако вследствие маршрутного характера исследований синхронизация патомской (или бодайбинской) серии с мамской еще вызывала сомнения и сам В. К. Головенко не смог дать сопоставление свит этих серий.

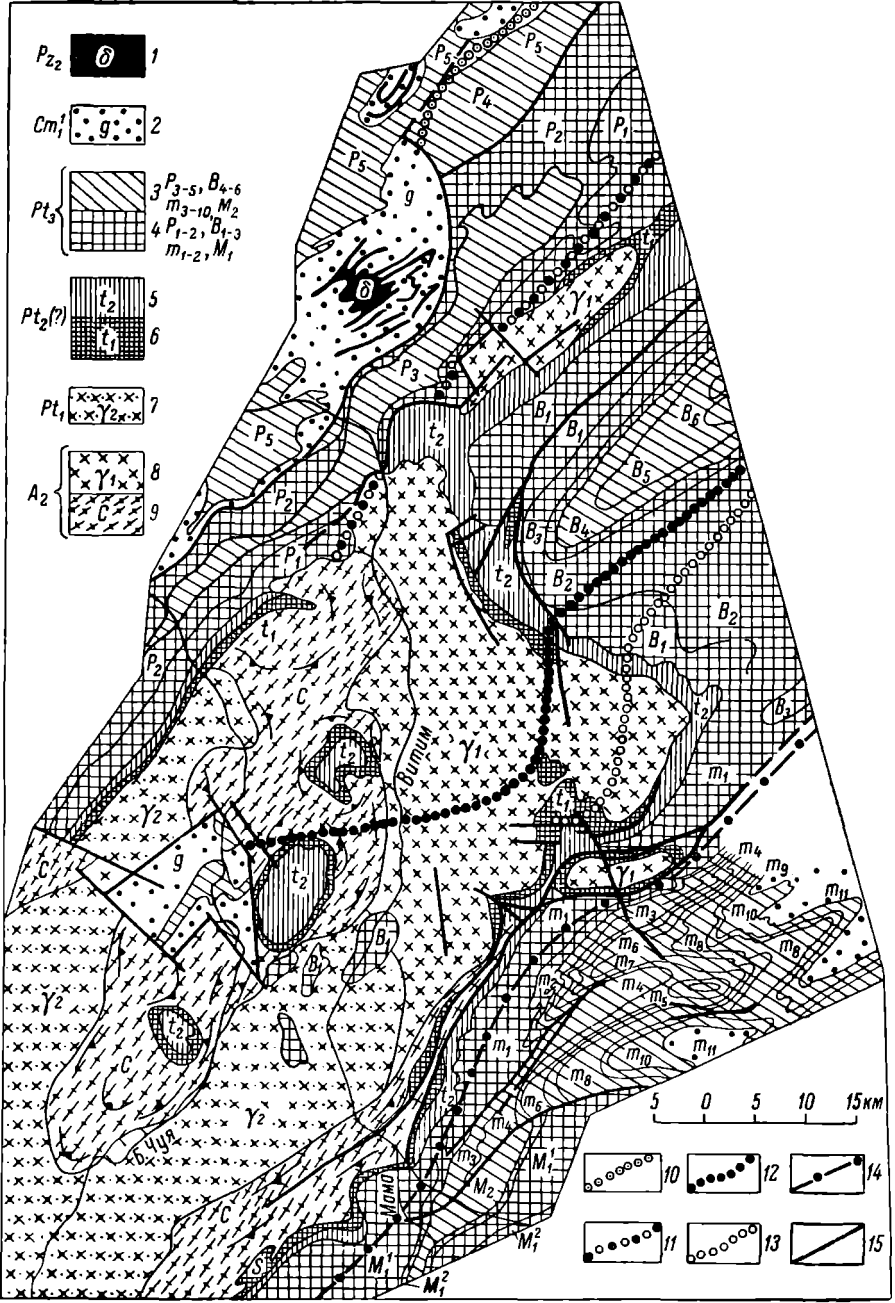
Лишь комплексные исследования стратиграфии, тектоники и метаморфизма сочленения этих трех областей, проведенные Б. В. Петровым в 1959—1962 гг., убедительно показали, что их осадочные отложения одновозрастны и своим отличием обязаны положению в различных структурно-фациальных зонах и метаморфизму.

В основании разрезов осадочных отложений, слагающих северо-западную окраину нагорий (внешняя зона геосинклинали) и Бодайбинскую золотоносную провинцию (внутренняя зона, отделенная здесь от внешней выступами архейского фундамента — с, γ_1), залегает тепторгинская серия (t) предположительно среднего протерозоя (рис. 1). Аркозный контакт ее с подстилающими древними породами впервые наблюдался во внешней зоне по р. Б. Чуе В. К. Головенком (1960), а затем в нескольких местах на водоразделе рек Барщичи и В. Язовой (внутренняя зона) Б. В. Петровым. Тепторгинская серия отчетливо подразделяется на две свиты: нижнюю — кварцито-сланцевую (t_1) и верхнюю — эффузивно-осадочную (t_2).

Кварцито-сланцевая свита тепторгинской серии (t_1) обладает специфическим литологическим составом и почти не испытывает фациальных изменений на всем протяжении от нижнего течения р. Б. Чуи до р. Мамы

Рис. 1. Схематическая геологическая карта области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий. (Составили Д. А. Великославинский и Б. В. Петров с использованием материалов С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйловой и А. Н. Казакова).

П а л е о з о й: 1 — диабазы, 2 — нижний кембрий (а — жербинская свита внешней зоны, m_{1-3} — свита светлых кварцитов и кварцито-гнейсов внутренней зоны). В е р х н и й п р о т е р о з о й: 3 — верхняя часть разреза, 4 — нижняя часть разреза. (P_{1-3} — свиты во внешней зоне, B_{1-6} — в Бодайбинской подзоне внутренней зоны, m_{1-10} — в части Мамской подзоны, переходной к бодайбинской, M_{1-3} в собственно мамской подзоне внутренней зоны. Названия свит — в тексте и на рис. 2). С р е д н и й (?) п р о т е р о з о й (тепторгинская серия): 5 — кварцито-сланцевая свита (в Мамском синклинории — ставролитовый горизонт S), 6 — эффузивно-осадочная свита. Н и ж н и й п р о т е р о з о й: 7 — посторогенные амфиболо-биотитовые и биотитовые граниты. В е р х н и й а р х е й: 8 — синорогенные граниты, 9 — чуйская серия и мигматиты синорогенных гранитов по ее породам, 10 — изограда хлорита, 11 — изограда биотита, 12 — изограда гнапата, 13 — изограда олигоклаза (и более основных плагиоклазов вместо устойчивого выше альбита), 14 — северо-западная граница области развития негматитов, 15 — тектонические линии.



(рис. 2). В ее состав входят кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты с горизонтом высокоглиноземистых пород мощностью до 100 м. Во внешней зоне последний представлен хлоритоидными сланцами, которые с повышением метаморфизма, уже в пределах внутренней зоны, переходят в дистено-хлоритоидные, ставролитохлоритоидные, ставролито-дистено-гранатовые и другие кристаллические сланцы. Мощность свиты 300—400 м.

Эффузивно-осадочная свита тепторгинской серии (t_2) сложена песчаниками, алевролитами, туфами, туфопесчаниками, конгломератами, гравелитами и часто содержит прослой базальтов и пластовые тела диабазов. Во внешней зоне она нередко полностью размыта. О таком размыве свидетельствует и резкое сокращение мощности эффузивно-осадочной свиты в районе устья Мамы. Валунные и галечные конгломераты и гравелиты локализируются в нижнем течении р. В. Язовой и в бассейне р. Карюхи. В восточном направлении они быстро замещаются песчаниками и алевритами. При низких степенях метаморфизма породы превращаются в зеленые сланцы, а при более высоком метаморфизме — в различные гнейсы с зеленым биотитом, эпидотом, амфиболом и амфиболиты. В некоторых гнейсах и сланцах в значительном количестве присутствует гранат, изредка встречается ставролит. На водоразделе рек Барщихи и В. Язовой и по левым притокам Н. Язовой эффузивно-осадочная свита с размывом залегает на древних гранитах. Наблюдения по ключу Крутому, левому притоку р. В. Язовой, свидетельствуют о некотором размыве на границе кварцито-сланцевой и эффузивно-осадочной свит. Полная мощность эффузивно-осадочной свиты 600—800 м.

Патомская серия во внешней (или патомской) зоне детально изучена Б. В. Петровым в 1960 г. по р. Быстрой. Разрез ее (см. рис. 2, б) представлен следующими пятью свитами. В основании залегает свита валунных и галечных конгломератов с прослоями гравелитов и аркозовых песчаников (баллаганакская свита P_1) мощностью до 1000 м. Ее согласно перекрывает быстринская свита (P_2) филлитов с горизонтами карбонатных пород и алевролитов. Мощность свиты 900 м. Верхняя свита конгломератов (P_3) отличается от свиты P_1 наличием прослоев филлитов и карбонатных пород, меньшим размером галек конгломератов и присутствием среди галек известняков. Мощность свиты 1000 м. Жаровская свита (P_4) отделена от свиты P_3 надвигом. Она представлена кварцевыми углистыми алевролитами с прослоями филлитов, кварцевых песчаников и известняков. Видимая мощность свиты 1300 м. Завершает разрез патомского комплекса жуишская свита (P_5) пестроцветных и оолитовых известняков, водорослевых доломитов и алевролитов.

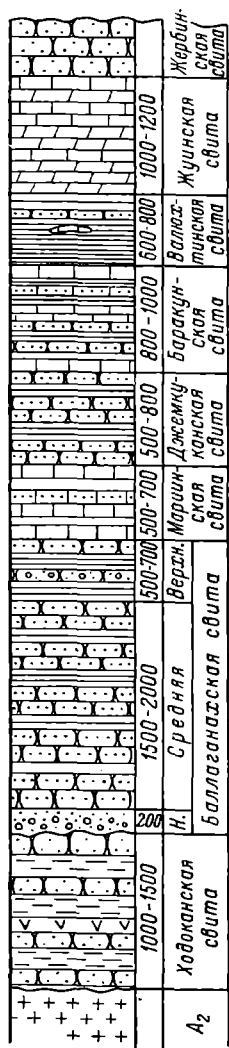
Для сравнения на рис. 2, а приведен разрез патомской серии Т. П. Ждановой. Во внешней зоне она согласно перекрывается жербинской свитой нижнего кембрия, глауконит из которой имеет абсолютный возраст по К—Аг-методу 550 млн лет (Великославинский, Казаков, Герлинг, 1961).

В бассейне р. В. Язовой (внутренняя зона, Бодайбинская подзона), в разрезе патомской серии, существенно отличном от разреза внешней зоны, можно выделить 6 свит (рис. 2, в).

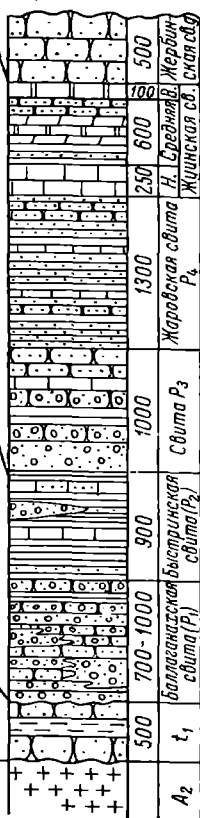
В основании залегает свита валунных конгломератов (B_1) с отдельными прослоями мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов, аркозовых песчаников и филлитов, внешне сильно напоминающая баллаганакскую свиту патомской серии внешней зоны. По простираанию валунные конгломераты быстро сменяются мелкогалечными, а те, в свою очередь, гравелитами и песчаниками. Последняя линза конгломератов встречена в среднем течении р. Барщихи. Мощность нижней свиты около 1200 м.

На левом берегу ключа Сухого, в северо-западном крыле Саталлахской

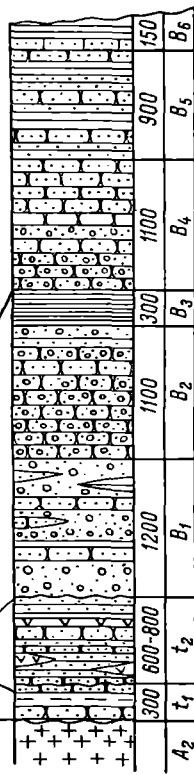
а
Внешняя (патомская) зона
Жуинский р-н
Т.П. Жаднова



б
Внешняя (патомская) зона
р. Быстрая. Б.В. Петров



в
Внутренняя зона
(бодибинская подзона)
р. В. Язовая. Б.В. Петров



г
Внутренняя зона
(мамская подзона,
переходная к бодибинской)
рр. Барцига и Максимица
Б.В. Петров

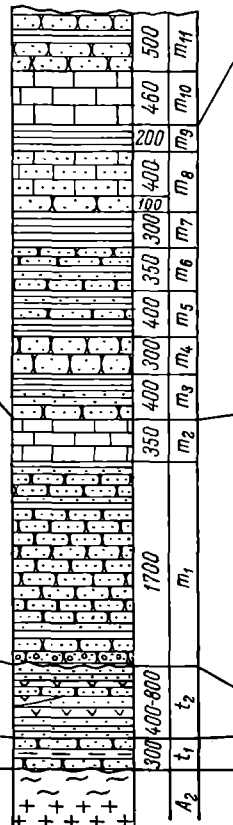
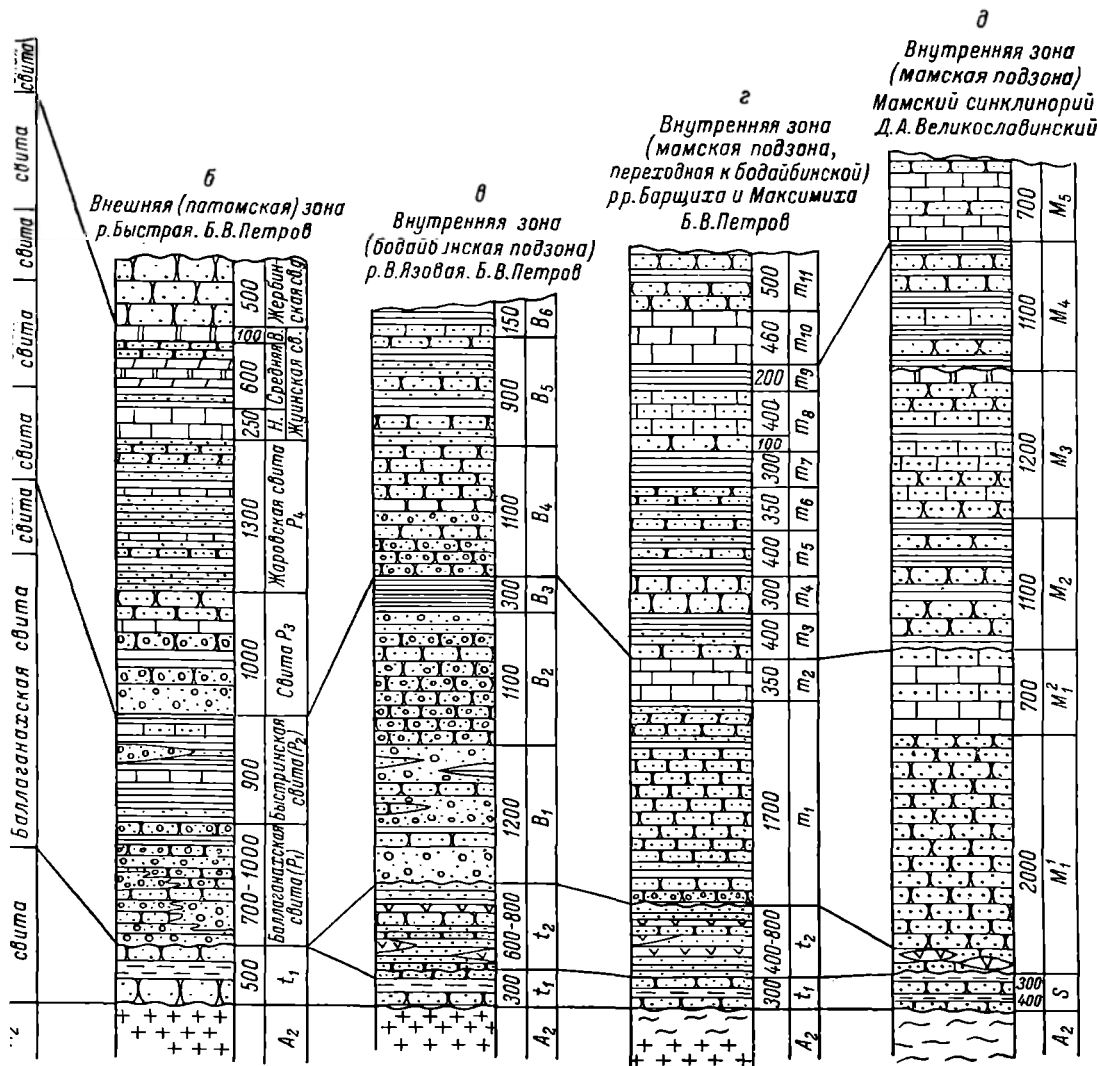


Рис. 2. Корреляция разрезов верхнего докембрия Северо-Байкальского и Патомского наг западной окраины.

1 — валунные и среднегалечные конгломераты; 2 — мелкогалечные конгломераты; 3 — полимиктовые песчаники; 4 — алевриты; 5 — алевриты; 6 — филлиты и глинистые сланцы; 7 — известняки и мраморы; 8 — доломиты; 9 — известняки; 10 — мергели; 11 — высокоглинозистые сланцы; 12 — основные метаэффузивы; 13 — граниты; 14 — амфиболитовой фации в колонках г и в восстановлен их литологический состав.



цня разрезов верхнего докембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий и их северо-западной окраины.

днегальчные конгломераты; 2 — мелкогалечные конгломераты; 3 — полимиктовые песчаники; 4 — кварциты; 5 — филлиты и глинистые сланцы; 6 — известняки и мраморы; 7 — доломиты; 8 — известковистые песчаники; 9 — высокоглиноземистые сланцы; 10 — основные метазфизы; 11 — граниты; 12 — мигматиты. Для пород амфиболитовой фации в колонках г и д восстановлен их литологический состав.

синклинали, на свите валунных конгломератов, залегает свита, сложенная переслаиванием мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и филлитов (B_2). Мощность свиты 1100 м. В результате фациальных изменений уже в юго-западном крыле Саталлахской синклинали свиты B_1 и B_2 невозможно отличить друг от друга.

Свита углистых филлитов (B_3) хорошо прослеживается по всей Саталлахской синклинали. В ее состав входят также тонкослоистые алевроиты и мелкозернистые биотитовые песчаники. Мощность свиты 300—350 м.

Выше залегает верхняя свита мелкогалечных конгломератов, гравелитов и песчаников (B_4) с прослоями кварцитов и сланцев. Мощность свиты 1000 м.

Затем следует свита косослоистых алевроитов, сланцев и песчаников (B_5) мощностью около 200 м, а в ядре синклинали залегает свита темных известковистых песчаников, алевроитов и известняков (B_6) видимой мощностью около 150—200 м.

Суммарная мощность патомской серии в Саталлахской синклинали достигает 4750 м. Для всех свит по направлению к юго-востоку наблюдается быстрая смена грубых осадков более тонкозернистыми.

В верхнем течении рек Барщихи и Максимихи (переходная часть Мамской подзоны в Бодайбинскую) разрез толщи (рис. 2, г) претерпевает значительные изменения. Породы здесь находятся в зоне амфиболитовой фации метаморфизма и неотличимы от пород мамской серии в Мамском синклинории.

На эффузивно-осадочной свите тепторгинской серии согласно залегает однородная свита двуслоядных плагиогнейсов и кварцито-гнейсов (m_1). В этой свите по р. Барщихе иногда удается выделить нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты обогащены гранатом и мусковитом. В основании нижней подсвиты обычно выделяются горизонты, обогащенные обломками микроклина. Здесь еще можно различить, что гнейсы образовались за счет метаморфизма средне- и грубозернистых песчаников и частично гравелитов. Мощность свиты 1700 м.

Свита мраморов (m_2) имеет мощность около 350 м. Мраморы содержат прослой известковистых и дистено-гранатовых сланцев.

На мраморах согласно залегает свита биотито-гранатовых сланцев (m_3) мощностью 400 м. В юго-западном направлении свита все более обогащается прослоями дистеновых пород. В верхней части свиты имеется несколько прослоев и линз светлых мраморов.

Свита светлых кварцитов (m_4) очень хорошо выделяется в рельефе и прослеживается без существенных изменений почти до р. Витим. Кварциты обычно массивные, мономинеральные. Изредка встречаются прослой биотитовых кварцито-гнейсов. Мощность свиты 300 м.

Свита углистых кварцитов и филлитовидных сланцев (m_5), имеющая мощность 400 м, по простиранию в юго-западном направлении постепенно осветляется. В ее составе вначале в виде линз, а затем мощных горизонтов (до 100 м) появляются дистено-гранатовые сланцы.

Свита биотито-гранатовых гнейсов (m_6) имеет мощность 350 м и хорошо отделяется от вышележащей свиты дистеновых сланцев (m_7) вплоть до р. Соболевки. В северо-восточной части она содержит прослой биотитовых гнейсов, а по направлению к юго-западу в ней появляются многочисленные прослой дистеновых сланцев. Мощность нижней свиты дистеновых сланцев не превышает 250—300 м.

На дистеновых сланцах залегает свита биотито-гранатовых известковистых гнейсов и сланцев (m_8) мощностью 500 м. В основании свиты выделяется горизонт светлых кварцито-гнейсов и кварцитов мощностью 100 м, который хорошо прослеживается на значительном расстоянии. Свита со-

держит многочисленные прослои скаполитсодержащих пород. По направлению к юго-западу в ней появляются все более многочисленные прослои светлых мраморов.

Верхняя свита дистепо-гранатовых сланцев (m_9) имеет небольшую мощность (до 250 м), но хорошо выделяется на всем протяжении от р. Барщихи до вершины р. Соболевки.

Завершает разрез мамской серии верхняя свита мраморов (m_{10}) мощностью 450 м. На ней согласно залегает свита светлых кварцитов и кварцито-гнейсов (m_{11}) с прослоями гранато-дистеновых и гранато-биотитовых сланцев и редкими линзами мраморов. Видимая мощность свиты 500 м. Нами она сопоставляется с жербинской свитой нижнего кембрия северо-западной окраины нагорий.

Нижняя часть разреза рек Быстрой и В. Язовой непосредственно прослежена из внешней зоны во внутреннюю, верхняя же часть разрезов сопоставляется нами на основе изучения общих закономерностей осадконакопления.

Отдельные свиты внешней и внутренней зон претерпевают даже на небольшом протяжении настолько сильные фациальные изменения, что дать общие названия свитам обеих зон не представляется возможным. Поэтому мы ограничились сопоставлением крупных ритмов (циклов), включающих в себя по нескольку свит (рис. 2).

Методом непосредственного прослеживания горизонтов и свит до правого берега р. Витима нам удалось установить соответствие нижней свиты тепторгинской серии (t_1) ставролитовому горизонту (S) Мамского синклинория (мощность 300—400 м). Верхняя свита тепторгинской серии (t_2) и свита двуслюдяных плагиогнейсов и кварцито-гнейсов (m_1) оказались эквивалентными нижней подсвите кварцито-гнейсовой свиты (M_1^1) Мамского синклинория (мощность около 2000 м), а свита мраморов (m_2) — верхней карбонатной подсвите кварцито-гнейсовой свиты (M_1^2) Мамского синклинория (мощность около 700 м). Отчетливо устанавливается, как вышележащие свиты, выделенные в верхнем течении рек Барщихи и Максимики, при движении на юго-запад все более и более обогащаются прослоями дистеновых сланцев (за счет увеличения содержания пелитового материала), границы между ними становятся все менее отчетливыми, и они переходят в нижнюю свиту глиноземистых сланцев (M_2) Мамского синклинория. Вследствие наличия крупных изоклинальных складок в пределах хорошо исследованного участка р. Витима не обнажаются более верхние свиты Мамского синклинория и дальнейшее сопоставление можно вести только сравнением с общим разрезом мамской серии (рис. 2, *д*).

Можно предполагать, что нижняя свита глиноземистых сланцев (M_2) Мамского синклинория соответствует свитам m_3 — m_7 верховий Барщихи и Максимики, свита известково-силикатных пород (M_3) — свите m_8 , верхняя свита глиноземистых сланцев (M_4) — свите m_9 , а самая верхняя в Мамском синклинории свита мраморов (M_5) — свите мраморов m_{10} верховий Максимики и Барщихи. Приведенное сопоставление всех описанных разрезов дано на рис. 2.

На изученном участке стыка золотоносной (на северо-востоке) и слюдоносной (на юго-западе) провинций выявлена метаморфическая зональность прогрессивного этапа метаморфизма, в целом напоминающая описанную для юго-восточного крыла Мамского синклинория (Великославинский и др., 1962, 1963). Однако по целому ряду причин этот район оказался более благоприятным для изучения метаморфизма (главным образом в силу большей ширины метаморфических зон), благодаря чему метаморфическая зональность исследована здесь значительно детальнее.

В этом районе выделены следующие изограды:

- 1) изограда хлорита (выше которой устойчив глауконит);

2) изограда биотита (совпадает с появлением дистена в высокоглиноземистых породах);

3) изограда граната (в метапелитах);

4) изограда олигоклаза (выше которой устойчив альбит, а в высокоглиноземистых породах — хлоритовид вместо ставролита);

5) линия первых пегматитов (примерно совпадающая с появлением дистена в метапсаммитах).

Зона между изоградой хлорита и изоградой граната относится нами к двум субфациям зеленосланцевой фации: серицито-хлоритовой (до изограды биотита) и биотито-хлоритовой. Полоса между изоградой граната и изоградой олигоклаза по парагенезисам, встречающимся в ней, может быть отнесена к эпидото-амфиболитовой фации.

Начиная с изограды олигоклаза выступает широкая зона развития ставролито-дистеновой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. По новой, пересмотренной схеме метаморфических формаций (Тернер и Ферхуген, 1961), эту последнюю зону можно подразделить на зону ставролито-альмандиновой субфации (до появления первых пегматитов) и зону дистено-альмандино-мусковитовой субфации.

Во всей обширной области развития позднедокембрийских (вверху — нижнепалеозойских) отложений обнаруживается поразительная связь между метаморфизмом и распределением по площади полезных ископаемых.

К области развития неметаморфизованных осадков северо-западной окраины нагорий (склон Сибирской платформы, до изограды хлорита) приурочены месторождения каменной соли и проявления нефтегазоносности (Гурари, 1947; Зайцев, 1958).

Области метаморфизма зеленосланцевой фации (Бодайбинский синклинорий, южное крыло Мамского синклинория) являются потенциально золотоносными. Это было выявлено, в частности, на показанной на рис. 2 площади, для восточной части которой составлялась Бодайбинской партией Иркутского геологического управления карта шлихового опробования. Граница области потенциальной золотоносности близко совпадает с изоградой граната. Практически все золотоносные жилы и россыпи локализируются на площадях развития фации зеленых сланцев. Если до изограды граната количество золота в шлихах достигает 30—40 и более знаков, то в области высокого метаморфизма (за изоградой граната) золото в шлихах не отмечается. Кварцевые жилы также становятся безрудными. Эта важная закономерность в распределении золота была отмечена в общих чертах рядом исследователей (Обручев, 1917; Коржинский, 1937; Домбровский, 1940), а затем незаслуженно забыта. Точно такая же картина в распределении золота наблюдается в Бодайбинском районе. Редкие исключения из этого правила относятся к золоту другого генетического типа. Полученный новый материал позволяет на основе изучения метаморфической зональности более обоснованно планировать поисковые работы на золото.

Области высокого метаморфизма (с появлением первых пегматитов и до изограды силлиманита) характеризуются мусковитонностью. Описанию Мамской слюдоносной провинции и связи мусковитообразования с региональным метаморфизмом посвящены специальные работы (Соколов, 1960; Великославинский и Соколов, 1960; Великославинский и др., 1962, 1963).

Таким образом, наши исследования по стратиграфии, тектонике и метаморфизму связывают в единый позднедокембрийский—нижнепалеозойский комплекс области проявления нефтегазоносности, золота и мусковита и вскрывают определенные закономерности в распределении полезных ископаемых в связи с региональным метаморфизмом вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков и Э. К. Герлинг. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Великославинский Д. А. и Ю. М. Соколов. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., сер. 2, ч. 89, 1960.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйлова, Б. В. Петров, Ю. М. Соколов. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. В кн.: Петрография Вост. Сибири, т. II, Изд. АН СССР, 1962.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков и Ю. М. Соколов. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья (геология, метаморфизм, пегматиты). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, 1963.
- Головенок В. К. О положении Мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий. ДАН СССР, т. 133, № 6, 1960.
- Гурари Ф. Г. О солености юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.
- Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 26, 1940.
- Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, М., 1961.
- Зайцев Н. С. Сибирская платформа. В кн.: Тектоника нефтеносных областей, т. II. Гостоптехиздат, 1958.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. В сб.: Слюды СССР, под ред. П. М. Татарнова. ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Обручев В. А. О метаморфизме горных пород Олекмо-Витимской горной страны и его причинах. Геол. вестн., т. III, № 1—6, 1917.
- Соколов Ю. М. Геология и петрология пегматитов Мамского слюдоносного района и их связь с региональным метаморфизмом. Автореф. дисс., 1960.
- Тернер Ф. и Дж. Ферхугеи. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.

Н. Г. Судовиков

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Области, сложенные докембрийскими образованиями, характеризуются многими специфическими чертами геологии, что отражается в распространении и генезисе приуроченных к ним полезных ископаемых. При металлогенических исследованиях таких областей необходимо уделять большое внимание своеобразным особенностям геологии, которые здесь приобретают исключительно важное значение, прежде всего при составлении металлогенических карт.

Основное назначение металлогенических карт заключается в том, что они должны служить для выявления закономерностей распределения полезных ископаемых.

Это составляет главную задачу, которая может быть выполнена тем лучше, чем полнее будут учтены современные теоретические и эмпирические данные, лежащие в основе представлений о закономерностях распределения полезных ископаемых. Именно по признаку учета теоретических данных металлогеническая карта должна отличаться от так называемой «минеральной», или «рудной», карты, представляющей собой относительно простой результат регистрации на обычной геологической основе месторождений и рудопроявлений с использованием той или иной символики их изображения.

Такого рода карты не имеют преимуществ по отношению к металлогеническим картам, составленным на специальной геологической основе, включающей только особо отобранные геологические элементы, хотя и различные по своему характеру, но вместе с тем необходимые для целей решения или обсуждения вопросов металлогении. Очень важно произвести правильный отбор нужных для металлогенической карты геологических элементов, что в применении к докембрийским областям усложняется в связи с известными специфическими особенностями геологии. При составлении такой основы в некоторой мере можно воспользоваться имеющимся опытом исследования металлогении подвижных поясов более молодого возраста. Наиболее интересными в этом отношении являются многочисленные металлогенические исследования палеозойских и частью мезозойских подвижных поясов Советского Союза. На их основе сделан ряд важных методических выводов, часть которых с некоторыми ограничениями можно использовать в приложении к докембрию. Здесь имеются в виду работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина и его последователей, исследования А. Г. Бегехтина, В. С. Домарева, Е. Е. Захарова, И. Г. Магакьяна, Е. Т. Шаталова и многих других.

Укажем на некоторые принципиальные положения, которые могут иметь частичное приложение к составлению металлогенических карт на площадях развития докембрия. Упомянутыми исследованиями проверена целесообразность использования тектонической карты в качестве основы, отображающей расчленение области на структурные зоны, различающиеся по своему геологическому развитию. Выявлена необходимость обозначения на карте фациальных границ осадочно-вулканогенных формаций, которые, впрочем, во многих примерах могут частью или полностью совпадать с границами структурных зон. Установлена важность выделения зон разного времени формирования, особенно в подвижных поясах, для которых признается целесообразным расчленение по этапам геосинклинального развития. Принято обязательным выделение на картографической основе магматических тел как основного, так и кислого ряда. Прямая генетическая связь оруденения с интрузиями признана всеми геологами для основных пород, а большой группой советских геологов распространяется также и на кислые породы.

Не все отмеченные положения следует считать в полной мере применимыми к докембрийским формациям, и они не исчерпывают всех возможностей подхода к их металлогеническому анализу. Ограничения вытекают из специфики докембрия, которую кратко можно охарактеризовать следующим образом.

Одной из важных особенностей площадей, сложенных докембрием, является соответствие их глубокому уровню эрозии. Эта особенность является причиной трудностей не только в области геологического изучения, но и металлогенических исследований. Вследствие глубокой эрозии обнажены преимущественно фундамент и корневые части более молодых складчатых сооружений.

Примером может служить восточная часть Балтийского щита, где для эпохи карелид выделены обширные области, сложенные докарельским кристаллическим основанием. Этот фундамент в относительно небольшой части покрыт, вероятно, платформенными образованиями протерозоя и расчленяется узкими, в большинстве случаев глубоко эродированными и прерывистыми зонами складчатого геосинклинального протерозоя. Такое строение имеет также Восточная Финляндия.

Сочетание обширных областей фундамента с узкими складчатыми зонами, эродированными на большую глубину, предопределяет многие особенности металлогении. Можно, например, отметить, что интересные в практическом отношении геосинклинальные образования, с которыми

могут быть связаны определенные рудные комплексы, при строении такого рода встречаются редко. Наиболее благоприятные для развития гидротермальных месторождений зоны, соответствующие низким степеням регионального метаморфизма, встречаются еще реже.

Другой важной особенностью докембрийских образований является сложная их структура, представляющая собой результат неоднократного проявления дислокаций разного рода, отвечающих разным по времени эпохам диастрофизма. Трудности анализа таких структур обусловлены не только многофазностью их формирования, но также тем, что они обычно являются глубинными, т. е. соответствуют общему низкому уровню эрозии докембрийских образований, а такие глубинные зоны характеризуются, как известно, широким проявлением метаморфизма и часто мигматизации и гранитизации, развивающихся обычно синкинематично.

Развитие в докембрийских щитах сложных структур с широким проявлением процессов мигматизации и гранитизации ставит перед геологами специальную задачу определения металлогенического значения областей гранитизации. Возникает необходимость особого рассмотрения возможностей рудообразования как внутри этих площадей, так и вне их или на их периферии. Нужна определенная оценка рудообразующей роли процессов, свойственных таким глубинным зонам. Кое-что в таком направлении некоторыми геологами предпринято (например, Backlund, 1952; Гавелин, 1957, и др.), однако многое еще в этой проблеме неясно.

Большие затруднения, как известно, существуют также в решении проблемы сложного тектонического строения подобных глубинных зон. Нам представляется актуальным подход к решению этой стороны проблемы с использованием структурного анализа, как, например, это делается А. Бертельсеном в Юго-Западной Гренландии (Bertherlsen, 1960). В разгадке сложного строения можно ожидать также решающих результатов от исследования складчатых зон обрамления щитов, где иногда восстанавливаются тектонические преобразования с последовательным наложением процессов, отвечающих разным периодам. Эти процессы приводят к расширению с течением геологических эпох площади щитов. Анализ таких складчатых зон обрамления позволяет судить о некоторых генетических особенностях строения самих докембрийских щитов, во всяком случае их периферических зон. Это можно сказать, например, относительно южного обрамления Алданского щита (Судовиков и Неелов, 1961).

Своеобразные черты тектоники и метаморфизма отличают докембрийские щиты от более молодых областей. Можно заметить, что соответственно с иной геологией распределение месторождений и закономерности рудообразования здесь могут быть подчинены иным процессам, которые не играют такой большой роли в областях, сложенных более молодыми образованиями. Соответственно с этим отношение к металлогенической карте здесь должно быть несколько иным, чем в областях, не сложенных докембрийскими образованиями. Прежде всего это должно выразиться в ином подходе к составлению геологической основы металлогенических карт.

Учитывая особенности докембрия, можно сделать обзор принципов, которые можно использовать при составлении геологической основы. Многие из этих принципов могут быть общими для всех металлогенических карт, но часть из них в применении к докембрию существенно отличается и имеет иное значение.

Геологическая основа металлогенических карт должна содержать данные, характеризующие тектоническое развитие области. Хотя этих данных может быть много и им придается большое значение, геологическая основа не должна полностью соответствовать тектонической карте. В ней могут отсутствовать необходимые для тектонической карты, но не

интересные в металлогеническом отношении элементы. Кроме того, может быть допущена некоторая схематизация и обобщенное изображение тектонических данных.

На геологической основе должны быть выделены в соответствии со временем формирования срединные массы и подвижные пояса, в пределах которых следует различать по меньшей мере внешние и внутренние зоны. Целесообразно выделение там, где это возможно, внутренних геоантиклиналей или геоантиклиналей II рода (по В. А. Николаеву). Подобный подход к тектоническому районированию Балтийского щита недавно показан Л. Я. Харитоновым (1962). Он позволяет дифференцированно подойти к оценке возможностей рудообразования.

До последнего времени решающее значение в рудообразовании, особенно гидротермальном, придавалось магматизму, и соответственно с этим деление на зоны рассматривалось как некоторое приближение к решению вопросов локализации и развития во времени магматических проявлений (см., например, Смирнов, 1962). Однако теперь можно сказать, что в этом не заключается главный смысл выделения указанных структурных зон.

Не только по магматизму, но и по многим другим явлениям различается историческое развитие разных структурных зон подвижных поясов. Среди таких явлений особое место принадлежит региональному метаморфизму, которому многие геологи в настоящее время начинают уделять внимание, оценивая должным образом рудообразующее значение этого процесса. Теперь известно, что общий ход процессов регионального метаморфизма находится в зависимости от условий тектонического развития отдельных структурных зон подвижных поясов (Судовиков, 1963). Следовательно, и генерация метаморфогенных растворов зависит от тех же условий. А если придавать метаморфогенным растворам рудообразующую роль, то следует считать, что тектоническое развитие предопределяет возможность проявления метаморфогенного рудообразования. Так как тектоническая история отдельных структурных зон одной области различается, то и условия рудообразования в них будут неодинаковы. Отсюда вытекает необходимость расчленения областей на структурные зоны, границы которых приобретают, таким образом, независимо от проявлений магматизма определенное металлогеническое значение.

Нет сомнений в том, что в числе необходимых для металлогенических карт тектонических элементов должны быть дизъюнктивы, которые обязательно отражать на металлогенических картах во всем разнообразии и в полном количестве. Это должно зависеть от значения дизъюнктивов. Кроме разломов, соответствующих границам структурных зон, необходимо выделять разломы по признаку глубинности. При отсутствии геофизических данных показателями наличия разломов и в некоторой мере их глубинности могут быть интрузии, проникающие в разломы в зависимости от состава с разной глубины. Важно отмечать длительно существующие, или «долгоживущие», разломы. Не менее важными могут быть другие дизъюнктивы — надвиги, зоны осланцевания и пр. Ясно, что все дизъюнктивы могут рассматриваться как показатели путей миграции рудоносных растворов и возможной локализации оруденения.

На основах металлогенических карт осадочные и осадочно-вулканогенные отложения обычно разделяются, как и на геологических картах, по признаку их стратиграфического положения и без достаточного учета их литологических особенностей. Такой подход к изображению осадочно-вулканогенных толщ требует корректив.

В последнее время произошли существенные изменения во взглядах геологов на источник рудного вещества гидротермальных месторождений (Судовиков, 1955, 1958, 1960; Белевцев, 1959; Тугаринов, 1963; Мармо,

1959, 1960а, 1960б, и др.). Теперь уже многие геологи считают осадочные отложения действительным или потенциальным источником рудного вещества, мобилизованного и переотложенного в условиях метаморфизма. В связи с этим приобретает особое значение литологический состав толщ. Некоторые осадочные породы в указанном отношении в известных условиях имеют исключительное значение. Такие породы на основах металлогенических карт должны выделяться в первую очередь или наиболее четко. К ним относятся, например, черные сульфидоносные сланцы.

Осадочные отложения, как известно, могут иметь и иное значение. Они могут содержать в большом количестве первоначально осадочное рудное вещество, которое вследствие метаморфизма может дать несмещенные рудные концентрации, как например в железоносных отложениях, особенно характерных для докембрийских формаций. Кроме того, осадочные отложения в определенных условиях могут рассматриваться как среда, благоприятная для аккумуляции рудного вещества, подобно некоторым карбонатным породам. Таким образом, по крайней мере в трех отношениях литологический состав осадочных образований может представлять интерес для металлогении. В связи с этим было бы целесообразно специально выделять на основах металлогенических карт сульфидоносные сланцы, железоносные толщи и формации, карбонатные породы, кварциты и высокоглиноземистые сланцы и, может быть, некоторые другие породы, которые могут содержать рудное вещество или быть его источником. Такое разделение осадочных отложений для основ металлогенических карт несомненно является гораздо более важным, чем их дробное расчленение по стратиграфическому принципу на свиты, толщи, горизонты и т. д.

При составлении основ для металлогенических карт очень важно выработать принципиальный подход к изображению на них магматических образований. Металлогеническое значение магматических тел может быть определено на основании их рассмотрения по крайней мере в четырех аспектах, причем это справедливо, вероятно, не только для докембрийских областей.

1. Интрузивные тела могут, как известно, содержать первичные магматические руды. Это может быть, например, титано-магнетитовое оруденение в основных породах. Возможность нахождения первичного оруденения требует выделения на картах интрузий основных и ультраосновных пород. На детальных картах не исключено выделение особых типов пород, например кимберлитов, ультраосновных щелочных пород и др.

2. Магматические породы, особенно основные, нередко являются средой с низким и рассеянным распределением металла, который при благоприятных условиях метаморфизма извлекается из них и дает полезные концентрации. В таком аспекте особенно интересны малые интрузии основных пород и эффузивы, относящиеся к первым стадиям орогенного развития и подвергающиеся дислокациям и региональному метаморфизму.

3. Магматические интрузии следует рассматривать как показатель возможной тепловой мобилизации рудного вещества во вмещающих породах. Локальная концентрация его в контактных зонах зависит от частных условий, создающихся в регрессивную стадию. Новые исследования показывают большую роль вмещающих пород в генерации гидротермальных растворов (см., например, Шипулин, 1960), которые, по нашему мнению, могут иметь также рудообразующее значение.

4. Интрузивные тела являются также свидетельством разломов, возникающих в связи с их образованием. Такие разломы можно разделить по крайней мере на две категории по признаку состава магмы, проникающей с разных глубин. В общем, можно считать, что гранитная магма

поступает с меньших глубин, чем основная. Разломы этого рода представляют интерес как пути возможного продвижения рудоносных растворов. Эти пути отличаются от других разломов еще тем, что они приурочены к местам благоприятного для рудоотложения перепада температур.

Из приведенной оценки значения магматических образований вытекает необходимость нанесения их на металлогеническую основу. Однако не следует забывать, что при их картировании могут возникнуть затруднения, особенно в отношении гранитоидных интрузий в докембрийских областях. В глубоких сечениях распространены автохтонные и частью параавтохтонные тела метасоматических и реоморфических гранитоидов. Такого рода гранитоиды имеют совершенно иное металлогеническое значение по сравнению с магматическими, поэтому очень важно различать гранитоиды по происхождению, что еще не всегда делается.

В составлении основы металлогенических карт совершенно необходимо учитывать степени проявления регионального метаморфизма. Это может иметь исключительное значение для докембрийских областей, где почти все породы в той или иной мере метаморфизованы. Для детальных карт желателен по возможности полный учет степеней метаморфизма, для мелкомасштабных необходимо отображение хотя бы главных метаморфических категорий. Целесообразно, кроме неметаморфизованных образований, выделять метаморфические фации низких степеней (фацию зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовую фацию), амфиболитовую и гранулитовую фации. Специальным знаком должны быть отмечены области региональной мигматизации и гранитизации. Кроме того, существенно отмечать время проявления регионального метаморфизма и выделять зоны с повторно наложенным прогрессивным метаморфизмом и диафторезом.

Необходимость отражения на металлогенических картах различных степеней метаморфизма вытекает из обязательной оценки условий, в которых развивается рудообразование. Региональный метаморфизм создает определенную обстановку, которая может способствовать или, наоборот, препятствовать течению отдельных процессов, составляющих сложный комплекс явлений рудообразования. Степень регионального метаморфизма отражает уровень глубинности и, кроме того, в какой-то мере выявляет историю, предшествующую данному состоянию пород. Например, наблюдая породы, относящиеся к амфиболитовой фации, мы почти всегда можем предполагать, что они предварительно были преобразованы в условиях фации зеленых сланцев и в эпидот-амфиболитовой фации. В известных условиях по данным метаморфизма можно судить также о развитии процессов на недоступной наблюдению глубине.

Следует подчеркнуть некоторые важные особенности зон, соответствующие разной степени метаморфизма. При оценке процессов гидротермального рудообразования нельзя не учитывать, что наиболее благоприятные условия для их развития создаются в зонах распространения пород, относящихся к фации зеленых сланцев и реже к эпидот-амфиболитовой фации. Эмпирически установленный факт преимущественного распространения гидротермальных месторождений среди пород фации зеленых сланцев вполне соответствует тому, что породы этой фации характеризуются наибольшим содержанием воды. Это обстоятельство в связи с известными явлениями дегидратации пород при прогрессивном метаморфизме обосновывает предположение о накоплении растворов в процессе метаморфизма в верхней зоне фации зеленых сланцев. Отсюда ясно, что если металлогеническая карта должна отображать перспективы нахождения гидротермальных проявлений, то фация зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая должны быть на ней отмечены. По тем же причинам, но как относительно «сухие» фации, следует выделять амфиболитовую и гранулитовую фации.

Особенное значение для металлогенических карт докембрийских областей имеет выделение мигматитовых полей и ареалов гранитизации. Можно здесь отметить три главных причины для их выделения. Во-первых, эти области, как правило, показывают некоторое общее обеднение рудным веществом, что особенно характерно выражается в исключительно редком нахождении здесь месторождений гидротермального типа. Во-вторых, периферические части этих областей или апикальные, если их удастся установить, могут рассматриваться как зоны с потенциальной возможностью рудопроявления. Это заключение основывается на пока еще гипотетическом представлении о выносе рудного вещества из области гранитизации и отложении его в окружении этой области (Судовиков, 1955; Гавелин, 1957). В-третьих, области гранитизации представляют интерес в отношении нахождения здесь особенно богатых калием гранитов, а, кроме того, керамических и слюдоносных пегматитов. Все это делает необходимым оконтуривание областей мигматизации и гранитизации на металлогенических картах. На детальных картах представляется желательным отображать также степени гранитизации.

При составлении металлогенических карт большие трудности могут возникать при обозначении зон метаморфизма, соответствующих разным эпохам диастрофизма. Докембрийские образования, как правило, характеризуются неоднократным проявлением метаморфизма. В фундаменте наиболее молодых докембрийских отложений нередко устанавливаются свидетельства нескольких эпох дистрофизма. Это иногда подтверждается данными определения абсолютного возраста. Формирование таких сложных структур может иметь специальный интерес для определенным образом направленных исследований по выявлению петрологических и геохимических закономерностей рудообразования, но для целей металлогенической карты можно считать достаточным выявление зон наложенного метаморфизма. Среди них полезно различать зоны повторного прогрессивного метаморфизма и зоны диафтореза. Исследования в южном обрамлении Алданского щита (Другова, Неелов, 1960; Судовиков, Неелов, 1961) показали, что широкое развитие здесь процессов наложенного диафтореза связано с прогрессивным региональным метаморфизмом более молодых отложений. В частных случаях, если возникающие в процессе таких прогрессивных изменений более молодых отложений растворы рудоносны, то диафторез древних образований должен быть сопряжен с рудообразованием.

Если руководствоваться всеми изложенными выше принципами, то возникает необходимость нанесения на карту большого количества обозначений. В этом заключается одно из затруднений, которое, однако, имеет технический характер и поэтому вполне преодолимо. Вместе с тем нельзя не отметить, что изображение на карте всех указанных здесь данных позволяет подойти к металлогеническому анализу с оценкой важнейших для докембрия фактов, определяющих разновременное и разнохарактерное рудообразование. При составлении основы металлогенической карты с использованием рассмотренных принципов учитываются тектонические, магматические, литологические и метаморфические данные в той мере, как это необходимо для определения перспектив рудоносности в отношении тех типов месторождений, которые свойственны докембрийским образованиям. Главная особенность этого подхода, как видно, заключается в большом внимании к явлениям метаморфизма, что вполне соответствует специфическим чертам геологии областей развития докембрия, где относительно широким распространением пользуются в различной степени метаморфизованные месторождения и месторождения и рудопроявления, генетически прямым образом связанные с самими процессами метаморфизма, порождающими метаморфогенные рудоносные растворы.

Определяющее значение метаморфизма можно, например, видеть в установленной прямой зависимости качества характерных для докембрия железных руд от степени метаморфизма (Jams, 1955). Развитие самого процесса регионального метаморфизма может привести к образованию месторождений метаморфогенного типа.

Большое значение генерирующей роли процессов регионального метаморфизма можно видеть в том, что теперь образование многих крупных месторождений докембрия связывается с метаморфической мобилизацией и концентрацией рудного вещества (Landergrén, 1948; Судовиков, 1956; Гавелин, 1957; Saksela, 1957, и др.).

В заключение можно отметить, что составленные в соответствии с рассмотренными принципами металлогенические карты должны содержать все элементы, необходимые для относительно быстрого определения перспектив нахождения важнейших связанных с докембрием месторождений. В этом смысле они могут составлять основу для выявления перспективных площадей для различного минерального сырья. В применении к восточной части Балтийского щита на таких основах можно легко выделить площади возможного нахождения качественных железорудных месторождений осадочного и магматического генезиса. В процессе анализа данных такой металлогенической карты могут быть определены перспективы нахождения колчеданного, медно-никелевого и полиметаллического оруденения. Данные по литологии могут способствовать выявлению перспектив для алюминиевого сырья, а ограничения ареалов мигматизации и гранитизации позволят судить о пегматитоносности.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н. Роль метаморфических процессов в рудоотвержении, Геол. журн., т. 19, вып. 4, Изд. АН УССР, 1959.
- Гавелин С. Связь между сульфидным оруденением и образованием гранитов в районе Шелефтео, Северная Швеция. В сб.: Рудные регенерированные месторождения, ИЛ, 1957.
- Другова Г. М. и А. Н. Неслов. Поллметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V, Изд. АН СССР, М., 1962.
- Судовиков Н. Г. К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. Матер. к II Всесоюз. петрограф. совещ., Ташкент, 1958.
- Судовиков Н. Г. Условия эндогенного рудообразования в докембрии. В сб.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых (Докл. на II Всесоюз. металлоген. совещании, май 1960), Изд. АН УССР, Киев, 1960.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и геосинклинальное развитие. В сб.: Вопр. метаморфизма, Изд. ЛГУ, 1963.
- Судовиков Н. Г. и А. Н. Неслов. О возрасте станового комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. В сб.: Химия Земной коры (Тр. Геохим. конфер., посв. 100-летию со дня рожд. акад. Вернадского, т. I), Изд. АН СССР, 1963.
- Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В сб.: Вопр. геол. Кольск. п-ова, Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.
- Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма. Геология рудных месторождений, № 3, 1960.
- Vasklund H. Some aspects of ore formation Precambrian and later. Edinburgh Geol. Soc. Trans., vol. 14, pt. 3, 1952.
- Berthelsen A. An example of a structural approach to the migmatite problem. Rep. XXI Session Norden, Int. Geol. Congr., pt. XIV, Copenhagen, 1960.

- James H. L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. *Bul. Geol. Soc. Amer.*, vol. 66, № 12, 1955.
- Landergren S. On the Geochemistry of Swedish Iron Ores and associated rocks. *Sveriges Geol. Unders.*, ser. C, № 496, 1948.
- Marmo V. Granite und Erzbildung Freiburger Forschunghefte. H. C. 57, Februar, 1959.
- Marmo V. On the possible genetical relationship between sulphide schist and ores. *Rep. XXI sess. Int. Geol. Congr.*, probl. XVI, Genetic problems of ores, 1960a.
- Marmo V. On the origin of ores. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, Bd. 94, 1960b.
- Saksela M. Die Entstehung der Outokumpu—Erze im Lichte der tektonisch-metamorphen Stoffmobilisierung. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, Bd. 91, 1957.

Г. М. Другова

НИЖНЕАРХЕЙСКИЕ ПОРОДЫ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА В ЗОНЕ СТАНОВОЙ ОРОГЕНИИ

Нижнеархейские породы алданского комплекса в южном крае Алданского щита обладают рядом особенностей, связанных главным образом с их геологическим положением на границе щита с зоной становой орогении. Исследования Лаборатории геологии докембрия АН СССР позволили выделить в зоне становой орогении, среди верхнеархейских пород станового комплекса, глыбы пород алданского комплекса. Породы южного края Алданского щита метаморфизованы в гранулитовой фации. В период верхнеархейской (становой) складчатости в глыбах они испытали повторный метаморфизм амфиболитовой фации, совпадающий по степени с прогрессивным метаморфизмом станового комплекса. Наложенный метаморфизм в глыбах в ряде случаев протекает неравномерно, что дает возможность наблюдать все переходы от неизмененных пород гранулитовой фации к полностью диафторированным породам. Не разбирая подробно петрологической сущности процесса высокотемпературного диафтореза, уже освещенного в ряде работ (Другова, Неелов, 1960; Другова, 1962), остановимся коротко на метаморфической зональности, образующейся при диафторезе Иенгской глыбы в верховьях р. Тимптона.

На рис. 1 схематически изображено геологическое строение верховьев р. Тимптона.

В северо-западном направлении проходит граница между крупной глыбой алданского комплекса и становым комплексом. К юго-западу от этой границы преимущественным развитием пользуются гнейсы и гранито-гнейсы станового возраста, в которых заключены линзы и полосы пород алданского комплекса. Алданский комплекс в южной части щита состоит из трех свит: нижней свиты гиперстенсодержащих гнейсов с прослоями кристаллических сланцев основного состава (ортопород); средней свиты глиноземистых гнейсов и кварцитов и верхней свиты гиперстенсодержащих сланцев. В верховьях р. Тимптона можно выделить две метаморфические зоны: I — зона гранулитовой фации (прогрессивный метаморфизм в алданском комплексе) и II — зона амфиболитовой фации (прогрессивный метаморфизм в становом комплексе и наложенный метаморфизм в алданском комплексе). Зону амфиболитовой фации можно разделить на 3 подзоны: II, IIa и IIб. Первая из них охватывает край иенгской глыбы и породы станового комплекса непосредственно к юго-западу от границы глыбы. Эта подзона характеризуется прогрессивным метаморфизмом низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, для которой обычны минеральные ассоциации эпидота с обыкновенной роговой обманкой, биотитом и плагиоклазом (№№ 18—30). В породах алданского комплекса

этой подзоны наблюдаются замещения силлиманита дистеном, коричневой роговой обманки — зеленой, начинается переход магнезиальных гранатов в несколько более железистые. Отмечены два случая появления ставролита в диафторитах. Как и в прогрессивно-метаморфизованных породах, в диафторитах эпидот присутствует в качестве равновесного минерала.

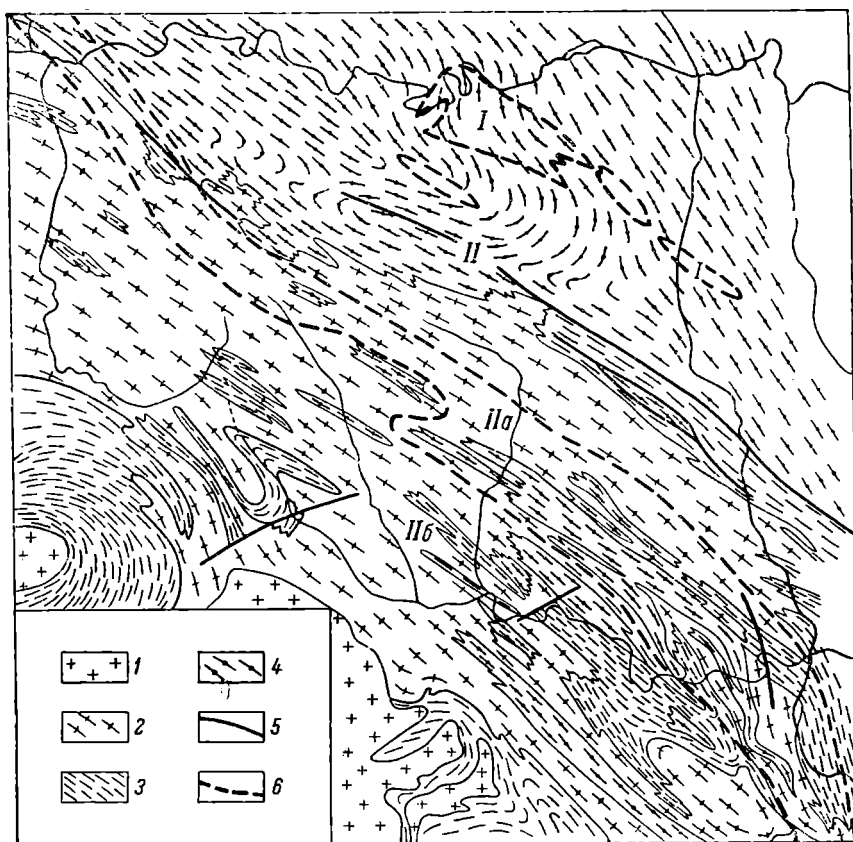


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верховьев р. Тимитона.
(Составили Г. М. Другова и В. А. Глебовицкий).

1 — позднестановые граниты (Ag_2); 2 — гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты (Ag_2); 3 — сланцы и гнейсы становой серии (Ag_2); 4 — гнейсы и сланцы алданского комплекса (Ag_1); 5 — линии тектонических нарушений; 6 — границы метаморфических зон. I — участки неизменной гранулитовой фации; II — зона диафтореза температурной субфации амфиболитовой фации; IIa — зона диафтореза алданских пород и прогрессивного метаморфизма станового комплекса в низкотемпературной субфации амфиболитовой фации; IIб — зона максимального диафтореза алданских пород и интенсивного развития гранитизации в становом комплексе.

Диафториты этой подзоны отличаются широким развитием вторичной сланцеватости, секущей первичную полосчатость. Неравномерность диафтореза в этой подзоне (сохранение реликтовых минералов и участков пород гранулитовой фации) объясняется малой проницаемостью крупной нижнеархейской глыбы для диафторизирующих растворов. Подзона IIa, располагаясь непосредственно к юго-западу от предыдущей, отличается несколько более высокой степенью прогрессивного метаморфизма в породах станового комплекса, чем зона II, эпидот исчезает из минеральных ассоциаций, становится устойчивой ассоциация диопсида с амфиболом и плагиоклазом (№№ 30—55). В диафторизованных породах алданского комплекса устойчива ассоциация дистена с мусковитом. Вто-

ричная сланцеватость в диафторитах только изредка не совпадает с первичной полосчатостью. В связи с положением алданских пород в виде узких и сравнительно маломощных линз, заключенных в становой комплексе, здесь, как и в следующей подзоне *IIб*, диафторез пород более полный, чем в первой подзоне *II*, реликтовые минералы сохраняются очень редко. Последняя из выделенных, подзона *IIб*, охватывает область наиболее высокотемпературного прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, совпадающую с областью максимального развития гранито-гнейсов в становой комплексе. Отличительным признаком этой подзоны является появление вторичного силлиманита в диафторированных глиноземистых породах алданского комплекса, которые подверглись вторичной мигматизации и гранитизации в период верхнеархейского ультраметаморфизма. Породы гранулитовой фации в подзоне *IIб* превращены под влиянием наложенного метаморфизма в гнейсы и сланцы с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации (кое-где сохраняются лишь реликты рутила в сфене и мелкие выделения рутила и рудного минерала в середине зерен роговой обманки).

Таким образом, первой особенностью пород алданского комплекса в изучаемой области становой орогении является ее повторный метаморфизм — высокотемпературный диафторез, который в местах своего интенсивного проявления зачастую затрудняет выделение алданского комплекса.

Для характеристики метаморфизма гранулитовой фации изучались неизменные участки в глыбах алданского комплекса, а также породы южного края Алданского щита, не подвергавшиеся высокотемпературному диафторезу.

Как уже говорилось выше, нижнеархейская метаморфическая толща в южном крае Алданского щита представлена тремя свитами. Нижняя свита сложена диопсидо-гиперстеновыми и диопсидовыми гнейсами с прослоями гиперстено-диопсидо-плагноклазовых и диопсидо-амфиболо-плагноклазовых ортосланцев. В состав средней свиты входят преимущественно высокоглиноземистые гнейсы и кварциты с прослоями биотито-гиперстеновых гнейсов и двупироксено-плагноклазовых сланцев. Верхняя свита представлена чередованием гиперстено-плагноклазовых сланцев с диопсидом и амфиболом с гиперстеновыми плагногнейсами. Обращает на себя внимание тот факт, что приведенный разрез алданского комплекса не находит себе аналогов в метаморфических толщах внутренних частей Алданского щита и не может быть отнесен ни к одной из выделенных там метаморфических серий. Кроме того, что в нижней части разреза присутствует большое количество основных ортосланцев, в южном крае щита полностью отсутствуют карбонатные породы.

Все метаморфические породы неизменного алданского комплекса принадлежат к гранулитовой фации. Структуры пород гранобластовые, иногда порфиробластовые. В кислых разновидностях нередки гранулитовые структуры со стебельчатым развитием кварца, типичным для пород гранулитовой фации. Минеральные ассоциации кристаллических сланцев характеризуются присутствием гиперстена, моноклинного пироксена (диопсида), коричневого амфибола и граната с основным плагноклазом.¹ В породах кислого состава амфибол исключительно редок, зато появляется в небольшом количестве биотит. В кварцитах кварц ассоциируется с силлиманитом, диопсидом, магнетитом и гранатом, причем в определенных

¹ Аналогичные породы южного края Алданского щита описаны для водораздела Сутама и Гоама Маракушевым (1962) под названием «эклогитовых кристаллических сланцев». По нашему мнению, это неудачное определение, поскольку указанные сланцы принадлежат к гранулитовой фации и не обладают типичными признаками эклогитов.

участках количество этих минералов настолько увеличивается, что образуются прослой соответствующих сланцев, кварцево-силлиманитовых, кварцево-магнетитовых и т. д. В высокоглиноземистых гнейсах гранат ассоциируется с гиперстеном, биотитом, силлиманитом (иногда кордиеритом), олигоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. В целом породы алданского комплекса характеризуются структурами и минеральными ассоциациями, типичными для гранулитовой фации.

Состав главных породообразующих минералов алданского комплекса. Гиперстен и магнезиальный гранат являются кристическими минералами гранулитовой фации.

Г и п е р с т е н в сланцах и гнейсах, как правило, сильно плеохроирует: по N_g — бледно-зеленый, по N_m — бледно-желтый, по N_p — светло-розовый, но встречается и бесцветный гиперстен. — $2V=54-60^\circ(\frac{+}{-})$; $cN_g=0-4^\circ$; $N_g-N_p=0.013-0.014$. По показателю преломления в породах гранулитовой фации хорошо выделяются две разновидности гиперстена. Наиболее распространен в сланцах и гнейсах ярко плеохроирующий гиперстен с показателями преломления $N_g \geq 1.718-1.721$ и $N_p \leq 1.701-1.706$. В некоторых, особенно меланократовых сланцах, состав и структура которых позволяют предполагать их интрузивное происхождение, встречается почти бесцветный гиперстен с показателями преломления $N_g \geq 1.694-1.697$ и $N_p \leq 1.684-1.686$. Содержание ферросиллитовой молекулы в первом гиперстене колеблется около 45%, не превышая 48%, а во втором, бесцветном, около 30%. По имеющимся данным (Другова, 1960), во внутренних частях Алданского щита гиперстены из метаморфических пород содержат не менее 50% ферросилита. Следовательно, можно сделать предварительный вывод о том, что в южном крае Алданского щита гиперстены несколько более магнезиальные, чем в центральных частях его.

Г р а н а т из пород гранулитовой фации южного края Алданского щита относится к пироп-альмандиновому ряду. Содержание пироповой молекулы в нем колеблется от 27 до 50%. Изменение гранатов в условиях высокотемпературного диафтореза обсуждается в специальной статье (Другова, 1964б). Поэтому здесь мы остановимся только на сравнении гранатов из различных частей Алданского щита. Гранатосодержащие породы в гранулитовой фации внутренних частей Алданского щита широко распространены. Имеющиеся данные по составу гранатов позволили построить диаграмму (FeO+MnO)—MgO—CaO (рис. 2), на которой нанесены гранаты из пород внутренних частей Алданского щита (треугольники), гранаты из южного края щита и из глыб (черные кружки) и гранаты из диафторированных пород (кружки с крестами). Обращает на себя внимание общий, более магнезиальный состав гранатов из края щита. При высокотемпературном диафторезе гранаты становятся более железистыми. Так же как на р. Алдане, в зоне обрамления Алданского щита встречаются реакционные каемки кордиерита вокруг граната в гнейсах, а в кристаллических сланцах основного состава отмечаются такие же, как и там, оболочки из гиперстено-плаггиоклазовых симплектитов (Другова, Неелов, 1960).

А м ф и б о л постоянно присутствует в минеральных ассоциациях основных пород гранулитовой фации определенного состава. Как и в других районах развития гранулитовой фации, амфибол в южной части Алданского щита отличается своим буроватым или коричневым оттенком.

Оптические константы амфиболов следующие: $N_g \geq 1.681-1.706$; $N_p \leq 1.659-1.691$; — $2V=68-87^\circ(\frac{+}{-})$; $cN_g=15-22^\circ$. Химические анализы амфиболов из пород гранулитовой фации южного края Алданского щита помещены в табл. 1 (первые два анализа). Они весьма сходны с третьим (обр. 45) амфиболом из центральной части Алданского щита и

с четвертым (обр. 52) — коричневым амфиболом из сланца гранулитовой фации юго-западной Финляндии (Parras, 1958). Все они отличаются избытком титана и недостатком кремнезема по сравнению с зелеными обыкновенными роговыми обманками. Интересно, что при диафорезе, когда коричневая роговая обманка превращается в зеленую, бедную титаном, избыток титана часто выпадает в виде рутила. Железистость коричневых

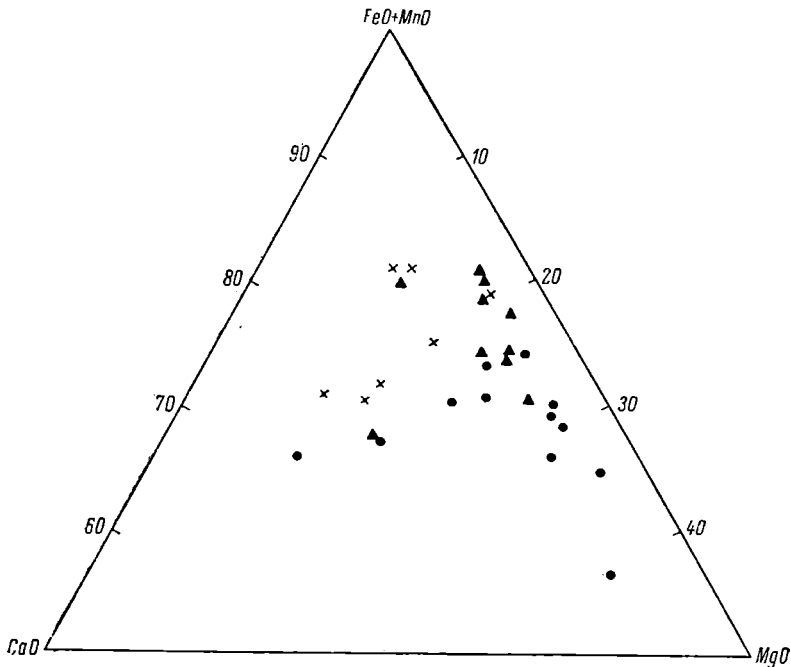


Рис. 2. Диаграмма (FeO+MnO)—MgO—CaO, показывающая составы гранатов из гранулитовой фации Алданского щита.

Треугольнички — гранаты из пород гранулитовой фации центральной части Алданского щита; кружки — гранаты из пород гранулитовой фации алданского комплекса в зоне стаповой орогении; крестики — гранаты из диафорированных пород гранулитовой фации.

роговых обманок значительно варьирует в зависимости от состава породы (Parras, 1958; Buddington, 1952). Величина a_{Si} (алюминий в четверной координации) для приведенных анализов коричневых роговых обманок колеблется от 22 до 27,5%. Для имеющихся у нас анализов зеленых роговых обманок амфиболитовой фации (также из зоны южного обрамления Алданского щита) величина a_{Si} колеблется около 19%, не превышая 21% за исключением пород, богатых глиноземом, содержащих гранат, где она равна 25—27%, как и в коричневых роговых обманках. Можно сделать предположение, исходя из этих данных, что значение алюминия в четверной координации увеличивается с повышением степени метаморфизма, а в пределах одной фации (в амфиболитовой фации) — с повышением глиноземистости породы.

Как известно, Эскола не считает амфибол и биотит минералами, устойчивыми в гранулитовой фации. Однако другие исследователи описывают богатый титаном зеленовато-коричневый амфибол в основных породах гранулитовой фации (Buddington, 1952; Groves, 1935). По мнению К. Парраса, появление коричневой роговой обманки является чувствительным индикатором нижнего предела условий гранулитовой фации.

Химический состав амфиболов, вес. %

Компоненты	8800 ^a	2507	45	52
SiO ₂	41.12	40.26	40.13	41.10
TiO ₂	2.40	2.40	2.35	2.59
Al ₂ O ₃	13.16	11.84	11.46	12.62
Fe ₂ O ₃	1.80	4.70	6.12	3.35
FeO	14.00	16.20	16.09	14.16
MnO	0.26	0.41	0.23	0.21
MgO	9.79	8.18	9.50	9.86
CaO	11.48	11.40	10.20	11.50
Na ₂ O	2.03	1.66	2.02	2.03
K ₂ O	1.76	1.98	0.58	1.07
H ₂ O _{пр.}	2.60	1.00	2.00	1.76
Сумма	100.40	100.03	100.68	100.25
Аналитик	З. К. Зульфид-карова	В. Д. Бугрова		
<i>F</i>	47.2	58.4	55.9	50.5
<i>a</i> _{si}	22.5	22.1	27.5	22.8
<i>f'</i>	0.106	0.206	0.253	0.164
<i>N_g</i>	1.687	1.704	1.700	1.698
<i>N_p</i>	1.666	1.681	1.682	1.674

8800^a — коричневый амфибол из амфиболо-плагноклазового сланца (водораздел рек Иенгры и Тимптона). Коллекция В. А. Глебовичского.
 2507 — коричневый амфибол из гранато-амфиболового сланца (р. Холодпякан). Коллекция Г. М. Друговой.
 45 — коричневый амфибол из гранато-пироксено-амфиболового сланца (р. Алдан). Коллекция Г. М. Друговой.
 52 — коричневый амфибол из диопсидо-амфиболо-плагноклазового сланца гранулитовой фации юго-западной Финляндии (Paaras, 1958).

$$F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ мол. \%}; \quad a_{\text{si}} = \frac{\text{Al}_{\text{si}} + \text{Ti}_{\text{si}}}{\text{Al}_{\text{si}} + \text{Ti}_{\text{si}} + \text{Si}} \cdot 100\%; \quad f' = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100\%$$

Биотит присутствует в минеральных ассоциациях кислых пород гранулитовой фации и часто в небольшом количестве и в основных кристаллических сланцах, ассоциируясь с гиперстеном и коричневым амфиболом. К отличительной особенности биотита гранулитовой фации относится его красно-коричневый или желто-коричневый цвет. Изучение связи цвета с химическим составом биотитов привело исследователей к заключению о доминирующей роли титана в появлении красноватых оттенков в биотите (Hall, 1941; Островский, Петров, 1940). Для всех изученных нами биотитов из гранулитовой фации Алданского щита характерен красновато-коричневый цвет. В табл. 2 помещены пять анализов биотита, три первых из пород южного края щита, следующие два — из внутренних частей щита. И те и другие, подобно биотитам из других районов развития гранулитовой фации, имеют высокое содержание TiO₂ при варьирующей железистости. Можно поэтому с уверенностью говорить о связи цвета изученных биотитов с присутствием титана. Следует добавить, однако, что в некоторых биотитах амфиболитовой фации в исследованном районе также отмечено высокое содержание титана, но цвет у них зеленовато-бурый, без всяких красноватых оттенков. Это объясняется присутствием в бурых биотитах большого количества трехвалент-

Химический состав биотитов, вес. %

Компоненты	8801 ^Г	126	2249 ^Е	108 ^В	8 ^Б
SiO ₂	37.62	36.36	33.60	36.74	36.44
TiO ₂	3.85	2.35	4.33	3.10	3.95
Al ₂ O ₃	16.91	19.05	15.69	17.20	17.51
Fe ₂ O ₃	0.80	2.15	2.10	1.40	1.38
FeO	12.60	11.88	20.88	12.60	15.48
MnO	0.03	0.02	0.08	0.06	0.09
MgO	15.28	14.88	9.54	15.72	12.01
CaO	0.28	0.20	1.24	0.24	0.24
Na ₂ O	0.18	0.30	0.38	0.34	0.13
K ₂ O	9.52	9.34	7.60	8.98	9.38
H ₂ O _{пр.}	2.82	3.60	4.17	2.97	3.80
Сумма	99.89	100.13	99.61	99.55	100.41
Аналитик	В. Д. Бугрова				Э. К. Зульф-карова
F	32.8	34.3	57.4	32.2	43.9
a _{si}	30.0	33.1	35.0	29.9	31.8
Sc	< 0.001	—	0.0012	< 0.001	—
Ng	1.636	1.643	1.674	1.639	1.650
F _{Вт} /F _{Гр}	0.51	0.58	—	0.53	0.63

8801^Г — биотит из гранато-биотитового плагиогнейса (водораздел Иенгры и Тимптона). Коллекция В. А. Глебовицкого.

126 — биотит из гранато-силлиманито-биотитового гнейса (р. Иенгра). Коллекция Г. М. Друговой.

2249^Е — биотит из гиперстено-биотито-плагиоклазового сланца (р. В. Половинка). Коллекция В. А. Глебовицкого.

108^В — биотит из гранато-биотитового плагиогнейса (р. Тимптон). Коллекция Г. М. Друговой.

8^Б — биотит из гранато-биотитового плагиогнейса (р. Тимптон). Коллекция Г. М. Друговой.

$$F = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ мол. \%}; \quad a_{\text{si}} = \frac{\text{Al}_{\text{si}} + \text{Ti}_{\text{si}}}{\text{Al}_{\text{si}} + \text{Ti}_{\text{si}} + \text{Si}} \cdot 100\%$$

ного железа, изменяющего красноватый оттенок, вызванный титаном, на зеленовато-бурый.

Биотиты изученных метаморфических пород гранулитовой фации всегда бедны трехвалентным железом, несмотря на высокое содержание в некоторых случаях двухвалентного железа. Интенсивность окраски биотитов увеличивается с увеличением железистости биотита, от которой в свою очередь зависят показатели преломления биотитов. Так, из пяти анализированных биотитов наиболее густо окрашен биотит № 2249^Е, который обладает наивысшей железистостью и самым высоким показателем преломления. Отношение $F_{\text{Вт}} : F_{\text{Гр}}$ колеблется от 0.50 до 0.63 (для биотитов и гранатов более низкой амфиболитовой фации станового комплекса это отношение колеблется около 0.7). Содержание воды в биотитах, по мнению многих авторов, должно быть более низким, чем в биотитах других фаций. Наши анализы показывают довольно варьирующее содержание воды, в большинстве случаев, однако, меньше 4%. Биотиты амфиболитовой фации, как правило, содержат воды больше 4%, что позволяет говорить о биотитах рассматриваемых гранулитов как о более бедных водой и подтверждает их высокотемпературное происхождение.

Попытка определения температуры метаморфизма по содержанию ская-

дия в биотитах, используя кривую И. Ингерсона (1957), для анализированных биотитов гранулитовой фации дала цифры порядка 700°. О надежности полученной величины пока рано говорить из-за малого количества определений скандия. Биотит представлен в породах гранулитовой фации как типоморфный и парагенетический минерал, отличаясь по составу от биотитов более низких фаций метаморфизма. Имеющиеся данные не позволяют судить, существуют ли различия в составе биотитов южной окраины Алданского щита и его внутренних частей. Можно только говорить об общих для всех них признаках, отличающих биотиты гранулитовой фации. Следует только отметить более широкое распространение биотита во внутренних частях щита (имеется в виду количество биотита в биотитсодержащих породах) по сравнению с краем щита.

Для плаггиоклазов из гранулитовых пород южного края Алданского щита характерно высокое содержание аноксидной молекулы в кристаллических сланцах основного состава. Отмечаются плагиоклазы с обратной зональностью, в которых содержание аноксидита доходит до 30% в наружных зонах. Преобладают андезины и лабрадоры с номерами от 30 до 50. В гнейсах с калиевым полевым шпатом присутствуют олигоклазы и олигоклаз-андезины.

Калиевый полевой шпат в гнейсах гранулитовой фации представлен преимущественно нерешетчатым микроклин-микрпертитом, хотя в отдельных случаях оптические исследования подтверждают присутствие настоящего ортоклаза. При диафорических процессах ортоклаз переходит в решетчатый микроклин.

В период нижнеархейского ультраметаморфизма породы гранулитовой фации южного края щита подвергаются мигматизации и гранитизации. В связи со специфическим составом толщ (обилием пород основного состава) процессы эти в ряде участков имеют ограниченное распространение. В сланцах основного состава гранитизация нередко выражается постепенным переходом сланцев в своеобразные микроклиновые породы, при образовании которых главную роль играл щелочной метасоматоз. Причины возникновения таких пород обсуждаются в специальной работе (Другова, 1964а).

Исключительной особенностью южного края Алданского щита является полное отсутствие не только аляскитовых гранитов, но и каких-либо других интрузивных гранитов, которые широко распространены в других частях Алданского щита. Принимая во внимание выдержанный по всей территории южного края щита глубинный метаморфизм гранулитовой фации, можно предположить, что образование способных к интрузии подвижных гранитных масс имело место еще в период метаморфизма амфиболитовой фации, предшествовавшего таковому гранулитовой, и тогда же произошло их перемещение в другие зоны.

Резюмируя изложенное выше, можно перечислить следующие характерные особенности в истории развития алданского комплекса в зоне становой орогении.

1. Стратиграфический разрез отложений нижнеархейского алданского комплекса в южном крае Алданского щита не находит себе аналогов во внутренних частях щита. Литологический состав алданского комплекса отличается широким развитием основных пород и полным отсутствием карбонатных пород (Другова, Неелов, 1960).

2. Региональный метаморфизм в описываемой области протекал исключительно в условиях гранулитовой фации, о чем говорят структуры пород, минеральные ассоциации и состав минералов. Отдельные признаки (например, общий более магнезиальный состав гранатов из края щита, малое количество биотита в сланцах и гнейсах) свидетельствуют

о несколько более высоком метаморфизме гранулитовой фации в южном крае Алданского щита по сравнению с его внутренними частями.

3. Мигматизация и гранитизация в породах алданского комплекса носит ярко выраженный дифференциальный характер, связанный с особенностями состава комплекса. Гранитизация сланцев основного состава во многих случаях приводит к образованию специфических микроклиновых пород (Другова, 1964а).

Полностью отсутствуют интрузии аляскитовых гранитов, а также каких-либо других гранитоидов.

4. В верхнем архее, в период становой орогении, высокотемпературные породы гранулитовой фации в глыбах испытали диафторез, протекавший в тех же условиях амфиболитовой фации, как и региональный метаморфизм станового комплекса (Другова, 1962).

Все перечисленные особенности заставляют думать о крае щита как об особой структурно-тектонической зоне, в которой алданский комплекс отличается несколько более высоким метаморфизмом, чем во внутренних частях щита, другим фациальным составом пород, диафторезом, и следовательно, своей особой историей геологического развития.

В заключение можно добавить, что из многочисленных определений абсолютного возраста пород по биотиту калий-аргоновым методом (определения Э. К. Герлинга) самые древние цифры приходятся на породы южного края щита ($2600 \cdot 10^6$ лет). По амфиболу из кристаллических сланцев того же района получены цифры $2300 \cdot 10^6$ лет и $3400 \cdot 10^6$ лет, а по гиперстену — $4550 \cdot 10^6$ лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Б о р н е м а н - С т а р ы н к е в и ч И. Д. Химическая формула минералов. IV. Амфиболы. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. XXXIX, вып. 2, 2-я сер., 1960.
- Д р у г о в а Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Д р у г о в а Г. М. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне становой орогении. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, сб. 11, 1962.
- Д р у г о в а Г. М. Пример гранитизации архейских сланцев Южного Алдана. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, 1964а.
- Д р у г о в а Г. М. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., вып. 2, 1964б.
- Д р у г о в а Г. М., Н е е л о в А. Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- И н г е р с о н И. Геологическая термометрия. В сб.: Земная кора, ИЛ, 1957.
- М а р а к у ш е в А. А., Ю. К. П о л и н. Эклогитовые кристаллические сланцы в докембрийских метаморфических комплексах и условия их образования. Геология и геофизика, № 1, 1962.
- О с т р о в с к и й И. А. и В. П. П е т р о в. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. Инст. геол. наук, петрограф. сер., № 11, вып. 36, 1940.
- B u d d i n g t o n A. F. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Am. J. Sci. Bowen vol., pt. I, 1952.
- E s k o l a P. On the granulites of Lapland. Am. J. Sci. Bowen vol., pt. I, 1952.
- G r o b e s A. W. The charnockite series of Uganda, British East Africa. Geol. Soc. of London, Quart. Journ., vol. XCI, pt. 2, 1935.
- H a l l A. J. Its relation between colour and chemical composition in the biotites. The Amer. Mineral., vol. 26, № 1, 1941.
- P a r r a s K. On the Charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in southwestern Finland. Bull. de la Comm. Geolog. de Finlande, № 181, 1958.

О НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦАХ СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА

Породами станового комплекса докембрия сложена обширная территория зоны южного складчатого обрамления Алданского щита. Однако вопрос о значении станового комплекса как самостоятельной формации, имеющей более высокое стратиграфическое положение, чем соответствующие образования Алданского щита, до сих пор подвергается обсуждению. Представление о самостоятельности этого комплекса, имеющее как своих сторонников (Н. Г. Судовиков, Ю. К. Дзевановский, В. Н. Мошкин, Г. Н. Баженова, А. Г. Кац, А. Н. Неелов и др.), так и противников (Д. С. Коржинский, Л. П. Копаевич, С. П. Кориковский и др.), тесно связано с вопросом о нижней и верхней границах станового комплекса. Ниже мы рассмотрим этот вопрос, основываясь на материалах, полученных коллективом Алданской экспедиции ЛАГЕД (Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, М. Д. Крылова, А. Н. Неелов, И. С. Седова) в 1958—1962 гг., и используя результаты исследований в смежных районах.

Нижняя граница станового комплекса, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации, определяется соприкосновением его со складчатыми толщами Алданского щита, первично метаморфизованными в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Сложность структурных и стратиграфических соотношений между алданским и становым комплексами нередко обуславливает противоречивые заключения различных исследователей о характере контакта этих двух комплексов в разных районах.

Проведенные в 1958 г. исследования (Г. М. Другова, А. Н. Неелов, Л. В. Копаевич, А. Г. Кац, Г. Н. Баженова и др.) позволили уточнить южную границу Алданского щита, определяемую тем, что севернее этой границы породы алданского комплекса не имеют следов наложенного метаморфизма и складчатости станового времени. Вдоль границы щита проходит тектоническая зона, обозначаемая как Южно-Алданский глубинный разлом. По представлениям упомянутых авторов, становой комплекс от алданского отделен несогласием и перерывом, охватывающим период консолидации и размыва алданской зоны до глубин, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма.

По Н. Г. Судовикову и Ю. К. Дзевановскому (1960), граница между областью распространения пород станового комплекса и Алданским щитом проходит по так называемому «структурному шву», выраженному серией разломов и приуроченных к ним зон катаклаза, милонитизации и диафтореза. Такого же взгляда придерживается и В. Н. Мошкин (1961), утверждающий существование в соответствующих комплексах двух различных планов складчатости.

Однако существует представление об отсутствии не только структурного несогласия между алданским и становым комплексами, но и вообще резкой границы между ними (Кориковский, 1962; Копаевич, 1962). Это представление возрождает точку зрения Д. С. Коржинского (1935), считающего, что область южного обрамления Алданского щита сложена породами алданского комплекса, прорванными древнестановыми границами и диафторированными под их воздействием.

В восточной части Станового хребта и южных отрогах хребта Джугдзур непосредственный контакт юго-восточной части Алданского щита со становым складчатым обрамлением наблюдать не удается. В бассейне верховьев р. Зея он скрыт под телами мезозойских гранитоидов, восточнее — в бассейне р. Май по контакту располагаются основные по-

роды майско-джангинского комплекса, еще восточнее — в бассейне рек Ляльми, Уяна и верховьев р. Учюра вдоль границы щита выступают аномозиты Джугджурского комплекса.

Восточный же край щита отделен от складчатого обрамления прогибом, выполненным горизонтально залегающими отложениями синця и кембрия и пространственно связанными с ними интрузиями гранитоидов и основных пород.

Таким образом, насколько позволяют судить имеющиеся материалы, непосредственный контакт Алданского щита со складчатыми толщами станового комплекса или замаскирован зоной диафтореза и милонитизации, или скрыт под интрузивными образованиями. Однако в восточной части Станового хребта и южных отрогах Джугджура, по данным В. Н. Мошкина (1961), породы станового комплекса имеют простирание, близкое к широтному при достаточно устойчивом северо-западном простирании древнеархейских пород в прилегающей части Алданского щита, что позволяет в общем говорить о срезании зоной становой складчатости древних структур щита.

Для наблюдения нижней границы станового комплекса удобнее обратиться к некоторым контактам становой складчатой зоны с глыбами алданского комплекса.

Южный контакт крупной глыбы с породами станового комплекса наблюдается в центральной части Станового хребта на перевале Холодникан в Южной Якутии. Здесь мелкоскладчатые, послонно мигматизированные биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы алданского комплекса с простиранием слоистости СЗ 280—305° и падением на юго-запад или северо-восток под углом 55° контактируют с тонкополосчатыми биотитовыми и эпидото-биотитовыми плаггиогнейсами станового комплекса, которые характеризуются простиранием полосчатости, по-видимому, отражающей первичную слоистость, СЗ 300—310° и падением на юго-запад под углом 30—40°.

По данным В. А. Глебовицкого, характер контакта позволяет говорить о трансгрессивном налегании становых пород на породы глыбы и считать, что здесь выступают низы разреза станового комплекса.

Однако для этого участка чрезвычайно характерна сильная расщепленность пород станового комплекса, особенно усиливающаяся в зоне контакта, вследствие чего породы приобретают тонкоплитчатое строение, большое количество кварцевых жил и весьма крутые углы падения. Так, в карьере на Холодниканском перевале с восточной стороны тракта нами наблюдалось (для пачки биотито-амфиболовых гнейсов с тонкими прослоями амфиболо-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, обычно с эпидотом, при простирании СЗ 310—330°) падение на северо-восток и юго-запад под углами 75—85° вплоть до вертикального залегания пород. Эти черты структуры скорее говорят в пользу тектонического характера контакта.

Простирание пород в пределах глыбы меняется: в северной части, в бассейне кл. Холодникан, оно субмеридиональное, южнее переходит в северо-западное, а близ контакта со становой зоной характеризуется направлением СЗ 290—315°, т. е. аналогичным тому, которое наблюдается южнее — в становом комплексе.

Если проследить контакт в северо-западном направлении, то в серии шурфов, пройденных в 1962 г. Холодниканской партией ЯГУ, можно видеть смену биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов алданского комплекса тонкоплитчатыми эпидото-биотитовыми плаггиогнейсами станового комплекса. Здесь в зоне контакта также характерно сильное расщепление пород и крутые углы падения. Так, в одном из шурфов, в 2 км к западу от тракта, в районе будки Ороченка, вскрыты биотитовые и ам-

фиболовые гнейсы алданского комплекса с маломощными прослоями амфиболитов, характеризующиеся углами падения от 60 до 90°. Кстати, в ряде выработок здесь отмечается северо-восточное направление падения пород алданского комплекса, в то время как в смежной зоне развития гнейсов станового комплекса наблюдается устойчивое юго-западное падение.

Таким образом, срезание складчатых структур алданского комплекса становыми структурами (при одинаковом направлении их простирания), крутые углы падения пород, интенсивное расщепление — все это свидетельствует скорее о тектоническом характере контакта двух комплексов. В этом случае вызывает сомнение предположение о налегании здесь на глубину нижних частей разреза станового комплекса.

По наблюдениям В. А. Глебовицкого, несогласие структур алданского и станового комплексов устанавливается в той же глыбе в районе устья р. Амнуначи, левого притока Иенгры. Вдоль контакта здесь прослеживается зона бластомилонитов, секущая первичные структуры алданского комплекса и согласная со становыми структурами. Чаще всего несогласие выражено по падению, в то время как простирание структур одинаковое.

Серия небольших глыб, заключенных в становых гранито-гнейсах, установлена в левобережной части бассейна Тимптона. Структура глыб в крайних частях согласна со структурой вмещающих пород, что объясняется частичным размягчением глыб и участием их в складчатости станового времени (Другова и Неелов, 1960). Аналогичный характер контактов наблюдался В. А. Глебовицким в небольших глыбах, находящихся на левобережье верховьев р. Могота и также заключенных в гранито-гнейсах.

Иной тип контакта наблюдался нами в бассейне среднего течения р. Гиллюя. Здесь в результате полевых исследований 1961 г. установлено на участке в основном правобережной и частично левобережной части Гиллюя, в районе от устья кл. Нечаянного и почти до устья р. Джелтулы,¹ наличие сложно построенных с многочисленными внутренними разломами блоков, в составе которых наблюдаются кварциты, биотито-гранатовые гнейсы, нередко с силлиманитом и дистеном, амфиболиты, графито-диопсидо-плагноклазовые и гиперстенсодержащие кристаллические сланцы (рис. 1). В большей части блоков простирание пород в основном субмеридиональное при падении в западном направлении под углом 30—50°, в восточном же блоке, в районе устья р. Талги и ниже по течению р. Гиллюя, породы алданского комплекса образуют антиклинальную складку с осью северо-западного простирания, в ядре которой обнажаются амфиболиты, а на крыльях высокоглиноземистые гнейсы.

Вмещающие эти блоки породы станового комплекса представлены биотито-амфиболовыми гнейсами, переслаивающимися с амфиболо-плагноклазовыми сланцами и местами содержащими маломощные прослои мраморов. В толще наблюдаются многочисленные послойные инъекции становых гранитов и прослои лейкократовых гранитизированных гнейсов. По стратиграфическому положению эти породы составляют среднюю часть разреза станового комплекса. Простирание на смежных с глыбой участках варьирует от субширотного до субмеридионального; чрезвычайно характерно наличие многочисленных расколов, сбросов и зон тектонических несогласий.

Условно мы относим породы этих блоков к алданскому комплексу, но не исключена принадлежность их к сильно метаморфизованным образованиям постстанового возраста. Блоки этих пород ограничиваются разломами, наблюдаемыми непосредственно в обнажениях, как например в районе

¹ Ниже по течению продолжение глыбы не прослеживалось.

устья кл. Нечаянного, или устанавливаемыми по развитию катаклазированных и милонитизированных пород или по резко несогласному простиранию структур в соседних разобренных обнажениях.

Аналогичный тип контактов отмечает В. Н. Мошкин, ссылаясь на данные И. Н. Дагелайской и Л. М. Колмак, которые установили в вос-

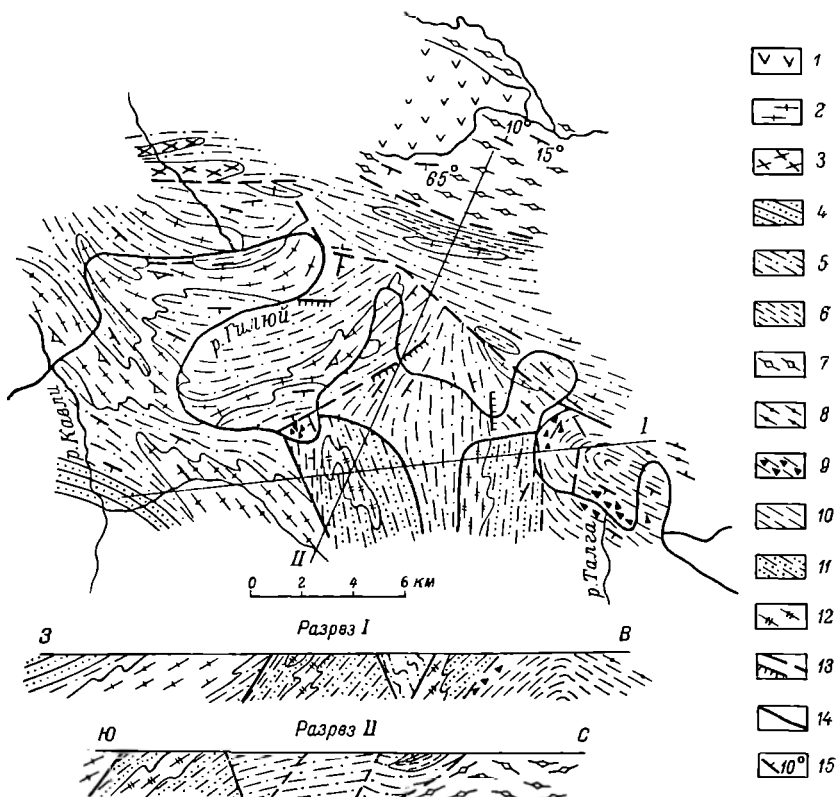


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрезы участка среднего течения р. Гилую. (Составила М. Д. Крылова).

1 — мезозойские порфиры. Становой комплекс: 2 — гранитизированные гнейсы и гнейсовидные граниты, 3 — диориты, 4 — кварциты, 5 — биотитовые, амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы, 6 — амфиболиты и амфиболо-плагноклазовые кристаллические сланцы, 7 — очковые двуслюдяные гнейсы и сланцы. Алданский комплекс(?): 8 — гранатсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы часто с силлиманитом и дистеном, 9 — диопсидо-графито-плагноклазовые кристаллические сланцы, 10 — амфиболиты, 11 — кварциты (обычно фельшпатизированные); 12 — гранитизированные гнейсы и метасоматические граниты, 13 — разломы и другие тектонические нарушения, 14 — границы блоков алданского комплекса, 15 — слоистость и кристаллизационная сланцеватость.

точной части Станового хребта, в бассейне р. Джаны, наличие отдельных тектонических блоков, сложенных породами алданского комплекса. От вмещающих пород становой комплекса эти блоки отделены разломами; иногда к зонам контакта приурочены интрузии габбро-амфиболитов майско-джанинского комплекса (Мошкин, 1961).

Следует также отметить указания А. А. Головневой на наличие небольших глыб алданского комплекса на левом берегу р. Геткана и на его правобережье по ключам Нютакану и Утачи. где они сложены разнообразными гранатсодержащими гнейсами. Плохая обнаженность не позволила наблюдать непосредственные взаимоотношения этих пород с вмещающими их биотито-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами становой комплекса. Однако судя по наличию дробленных и милонитизированных пород по контактам, указанный автор приходит к выводу о суще-

ствовании разломов, ограничивающих нижнеархейскую жесткую глыбу от станového окружения.

Все вышесказанное можно резюмировать следующим образом. Нижняя граница станového комплекса имеет тектонический характер. В большинстве случаев в зоне контакта станového и алданского комплексов отмечается несогласие. Оно обычно отсутствует там, где вмещающими глыбу являются такие высокопластичные породы, как гранито-гнейсы. С породами алданского комплекса приходят в соприкосновение различные горизонты разреза станového комплекса.

Верхняя граница станového комплекса определяется налеганием на него вулканогенно-осадочных, сравнительно слабее метаморфизованных образований джелтулакского комплекса, возраст которого условно считается протерозойским.¹ Определения абсолютного возраста сланцев и гнейсов этого комплекса, выполненные по биотиту Э. К. Герлингом в Лаборатории геологии докембрия, дали значения, варьирующие от 1250 до 1760 млн лет.

Полоса клиньев джелтулакского комплекса выявлена в бассейнах рек Тынды и Джелтулака. Клинья, имеющие ширину 2—3 км и длину 10—12 км, приурочены то к верхней части разреза станového комплекса, сложенной эпидото-биотитовыми плагиогнейсами с прослоями кварцитов, то к контакту верхней и средней толщ комплекса. Последняя представлена амфиболовыми гнейсами с прослоями и линзами амфиболитов (рис. 2).

Контакты станového комплекса с джелтулакским в настоящее время исследованы в нескольких местах.

Один из таких контактов наблюдается на р. Тынде, в 2.5 км выше по течению от пос. Беленькая. По данным И. С. Седовой (Неелов и Седова, 1963), здесь в железнодорожной выемке породы джелтулакского комплекса, представленные двуслюдяными сланцами с прослоями кварцитов и кварцево-графитистых сланцев, имеют простирание СЗ 310° и падают на юго-запад под углом, меняющимся от 40 до 70°, в то же время биотитовые плагиогнейсы станového комплекса при субмеридиональном простирании падают на восток под углом 40—55°. По тектоническому контакту на границе комплексов внедрилась мощная жила гранита.

Полоса пород джелтулакского комплекса, представленных тонкозернистыми кварцево-слюдистыми, серицитовыми, слюдисто-кварцево-полевошпатовыми и графитовыми сланцами, иногда с хлоритоидом, гранатом или турмалином, установлена в районе будок Бальдиглия—Нил и к востоку от тракта на водоразделе верховьев рек Б. и М. Джелтулак (ключи Безьянный, Онон и др.). На этом участке нами наблюдалось согласное залегание пород станového и джелтулакского комплексов. Последний представлен здесь тектоническими клиньями, зажатыми в станových эпидото-биотитовых плагиогнейсах, содержащих прослои кварцитов и амфиболовых кристаллических сланцев. Эти гнейсы, представляющие верхние части разреза станového комплекса, образуют здесь юго-западное крыло крупной синклинальной структуры с осью запад-северо-западного направления. Падение пород в зоне контакта с джелтулакским комплексом повсюду северо-восточное, углы падения составляют 50—60°. Гнейсы эти представляют собою бластомилониты, причем милонитизация усиливается в сторону контакта. Характерные минеральные ассоциации и степень наложенного метаморфизма этих пород аналогичны минеральным ассоциациям и метаморфизму пород джелтулакского комплекса. Последние характеризуются также северо-западным простира-

¹ Автор придерживается принятого в экспедиции мнения о верхнеархейском возрасте станového комплекса.

нием слоистости и кристаллизационной сланцеватости (СЗ 300—320°) и падением на северо-восток под углом 40—45°. Несмотря на такое согласное залегание, породы этих двух комплексов разделены разломами (например, разлом кл. Безымянного), в ряде же случаев к зоне контакта приурочены небольшие тела гранитоидов (водораздел ключей Оюна и Безымянного, район пос. Беленькая) или постджелтулакских сиепитов

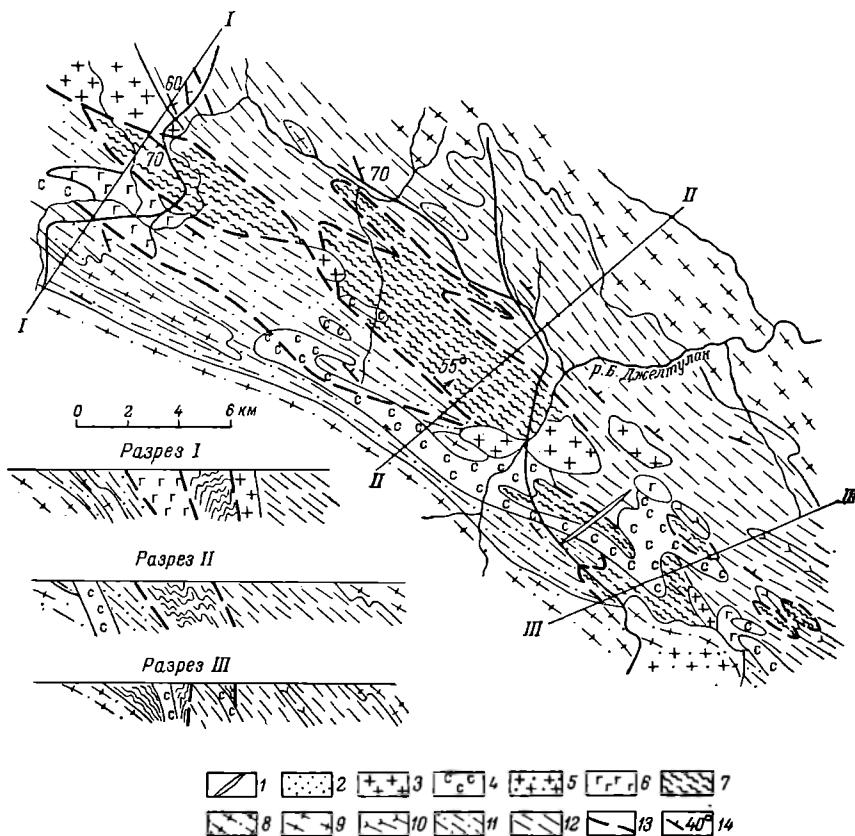


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрезы района бассейна рек Тынды — Джелтулака. (Составили М. Д. Крылова, И. С. Седова).

1 — мезозойские порфиры; 2 — юрские осадочные отложения, интрузивные и метасоматические образования, возраст которых определяется как домезозойский, но послепротерозойский; 3 — лейкократовые граниты; 4 — сиепиты и щелочные метасоматические породы; 5 — порфиридные гранитоиды. Д жел ту ла к с к и й к о м п л е к с: 6 — основные породы, 7 — вулканогенно-осадочные породы (кварцево-серцитовые, графито-кварцевые и другие сланцы). Становой комплекс: 8 — позднестановые гранитоиды, 9 — гранитизированные гнейсы и метасоматические граниты, 10 — основные породы, 11 — амфиболовые гнейсы с линзами и прослоями амфиболитов, 12 — биотитовые и эпидото-биотитовые плаггиогнейсы с линзами кварцитов, 13 — тектонические зоны и границы, 14 — кристаллизационная сланцеватость и слоистость.

(последние особенно широко распространены в зоне Джелтулакского глубинного разлома).

Несоответствие в залегании пород джелтулакского и станowego комплексов отмечается на этом же водоразделе в районе истоков ключей Андреевского и Охтала (рис. 2). Среди пород станowego комплекса, представленных здесь эпидото-биотитовыми плаггиогнейсами, кварцитами и основными ортосланцами, наблюдается прослеженная по простиранию на 3 км линза джелтулакского комплекса, сложенная турмалинсодержащими кварцево-двуслюдянными сланцами с линзами кварца и мелкозернистыми

кварцито-гнейсами. Простираение этих пород выдерживается в направлении СЗ 290—300° при падении на северо-восток под углом 45—70°. Для пород же станového комплекса, вмещающих эту линзу, характерно устойчивое простираение по направлению СЗ 330—340° и падение на северо-восток под углом 60°. Таким образом, несогласие в простираении пород обоих комплексов здесь составляет угол 30—50°.

На северо-западном продолжении вышеупомянутой синклинальной структуры также встречаются участки пород джелтулакского комплекса. Контакт одного из них с породами станového комплекса наблюдался И. С. Седовой на левом берегу р. Тынды, в 1 км от старого железнодорожного моста в 6 км ниже пос. Беленькая. В южной части обнажения распространены здесь милонитизированные, послонно мигматизированные эпидото-биотитовые плагиогнейсы с прослоями амфиболо-плагиоклазовых кристаллических сланцев станového комплекса несогласно контактируют с мелкозернистыми двуслюдяными гнейсами, биотито-кварцево-полевошпатовыми и серицито-графито-кварцевыми сланцами джелтулакского комплекса. В первых отмечается простираение СЗ 350° при падении на юго-запад под углом 80—90°, во вторых — СЗ 330° и падение на юго-запад под углом 80°. Контакт представляет собою тектоническую поверхность с простираением ЮЗ 250°, падающую в юго-западном направлении под углом 60°.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время наблюдения указывают на то, что верхняя граница станového комплекса также является тектонической.

Заключение

Из всего вышесказанного можно заключить следующее.

1. Нижняя и верхняя границы станového комплекса являются тектоническими. Насколько нам известно, нормальных стратиграфических взаимоотношений станového комплекса с алданским и джелтулакским достоверно нигде не установлено.

2. На контакте станového комплекса с алданскими породами в большинстве случаев отмечается несогласие, непосредственно наблюдаемое в обнажениях или выявляющееся при картировании определенной площади. С нижнеархейскими глыбами соприкасаются различные горизонты разреза станového комплекса. Стиль контакта определяется вертикальными глыбовыми движениями, приводящими на один эрозионный уровень разные возрастные и метаморфические комплексы.

3. В тех случаях, когда устанавливается согласный характер контактов алданского и станového комплексов, как например в участках развития гранито-гнейсов, это находит свое объяснение в том, что районы распространения гранито-гнейсов представляют собою области максимального развития процессов ультраметаморфизма, в условиях которого породы приобретают повышенную пластичность, а явления гранитизации с сопровождающими их тектоническими движениями затушевывают первоначальный контакт комплексов.

Согласие структур или трудноуловимая зона перехода на границе указанных комплексов могут быть также результатом более поздних деформаций станového времени, обусловивших возникновение новых структурных направлений и замаскировавших первичные отношения комплексов.

4. Граница станového комплекса с джелтулакским является тектонической и во многих случаях использована разнообразными интрузивными породами. Установлены участки как несогласного, так и согласного залегания этих двух комплексов. Клинья джелтулакского комплекса в известных нам случаях приурочены к толще, слагающей верхние части

разреза станового комплекса — эпидото-биотитовым плагиогнейсам с прослоями кварцитов и биотито-амфиболо-плагиоклазовых кристаллических сланцев, или к контакту этой толщи с подстилающими амфиболовыми гнейсами, содержащими линзы амфиболитов.

5. Зоны контактов разновозрастных метаморфических комплексов там, где они не испытали наложения процессов ультраметаморфизма, являются местом проявления наиболее интенсивных тектонических движений, о чем свидетельствует наличие специфических структур, зон катаклаза и милонитизации с сопровождающими их процессами перекристаллизации пород в условиях соответствующих фаций метаморфизма. В этих зонах возможно нахождение и других типов тектонитов, например конгломератовидных пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзевановский Ю. К. и Н. Г. Судовиков. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Докл. сов. геологов XXI сессии Междунаро. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Другова Г. М. и А. Н. Неелов. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Копачевич Л. П. Геолого-структурное положение Станового хребта и распределение некоторых полезных ископаемых в его пределах. Матер. по регион. геол. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуру-Якутской магистрали. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
- Кориковский С. П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. Тр. Вост.-Сиб. геол. инст., сер. геол., вып. 5, 1962.
- Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. В сб.: Докембрий вост. р-нов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 59, 1961.
- Неелов А. Н. и И. С. Седова. Становой хребет. Стратиграфия СССР, т. I, 1963.

В. А. Глебовицкий

О СТРУКТУРНЫХ СООТНОШЕНИЯХ АЛДАНСКОГО И СТАНОВОГО КОМПЛЕКСОВ

Г. М. Друговой и А. Н. Нееловым (1960) была установлена связь между прогрессивным метаморфизмом пород станового комплекса и регрессивным метаморфизмом алданского комплекса и выявлена изофациальность и одновременность этих процессов. После этого появилась возможность обоснованного выделения глыб нижнего архея в зоне верхнеархейской становой складчатости на основании того, что для алданского комплекса свойственно наличие реликтов гранулитовой фации в амфиболитовой, для станового — отсутствие этих реликтов. Этот критерий позволяет точно определить принадлежность исследуемых пород к алданскому комплексу. Но установить наличие образований станового комплекса только путем исследования последовательности метаморфических преобразований не всегда представляется возможным.

В настоящей статье анализируется характер структурных соотношений алданского (нижнеархейского) и станового (верхнеархейского) комплексов, пользующихся широким распространением в области южного обрамления Алданского щита. Основанием для анализа структур упомянутых комплексов послужили материалы, собранные сотрудниками Алданской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР в 1958—1961 гг. Район исследований охватывает бассейны рек Чульмана, Иенгры, Тимптона и Могота (Южная Якутия и север Амурской области). По мере необходимости в дальнейшем будут привлекаться материалы по смежным районам.

Геологическое строение района и общие особенности структур

Нижнеархейский (алданский) комплекс представлен в исследованном районе тремя свитами — нижней, сложенной гиперстеновыми и амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых часто встречаются мощные прослои амфиболитов; средней, состоящей из гранатовых гнейсов и содержащей большое количество линз кварцитов в основа-

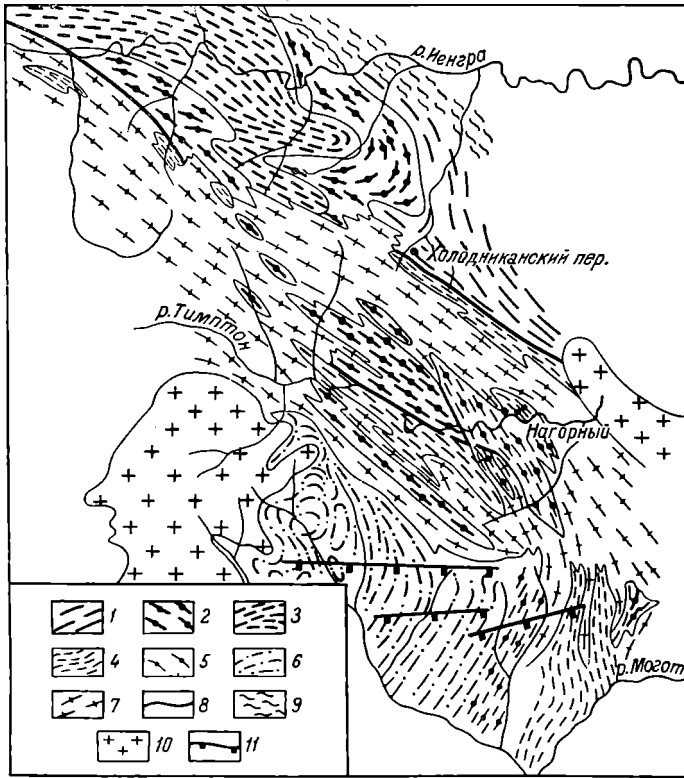


Рис. 1. Геологическая карта.

А л д а н с к и й к о м п л е к с : 1 — гиперстеносодержащие гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов; 2 — биотито-гранатовые гнейсы и кварциты; 3 — гиперстеносодержащие гнейсы и сланцы. С т а н о в о й к о м п л е к с : 4 — тонкослоистые биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы; 5 — графитсодержащие гнейсы и сланцы; 6 — биотито-амфиболовые гнейсы; 7 — становые гранито-гнейсы; 8 — контакт алданского и станового комплекса; 9 — позднестановые граниты; 10 — зоны зеленосланцевой диафтореза; 11 — мезозойские разломы.

нии разреза, и верхней (преимущественно пироксеновые и амфиболовые меланократовые гнейсы и сланцы). Стратиграфическая последовательность в нижнем архее устанавливается на основании исследования крупных структур, подобных той, которая была выявлена в бассейне верхнего течения р. Иенгры (рис. 1). Здесь фиксируется широкая синклиналиная складка, замыкающаяся в районе Холдниканских гольцов. Северное крыло этой структуры нарушено мощной зоной диафторитов зеленосланцевой фации, образование которой относится к мезозойскому времени. На южном крыле развивается очень сложная изоклиналиная складчатость, опрокинутая на юг.

Районы бассейнов рек Тимптона, Могота и Лапри являются областями преимущественного развития пород верхнеархейского (станового) комп-

лекса. В его основании залегает толща тонкослоистых биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов, которая вверх по разрезу обогащается прослоями гранатовых гнейсов и, наконец, сменяется толщей биотито-гранатовых в центральной части и амфиболо-гранатовых гнейсов в южной части района. Верхи разреза представлены очень однообразными биотито-амфиболовыми гнейсами с редкими и маломощными прослоями сланцев и амфиболитов.

Породы станового комплекса деформированы неоднородно. Так, в районе бассейна Тимптона развивается очень сложная линейная складчатость северо-западного простирания. В верховьях рек Лапри и Могота фиксируются пологие куполовидные складки, не имеющие заметной линейной ориентировки.

Главные стадии развития структур станового комплекса

Главные стадии развития структур станового комплекса наиболее четко устанавливаются при исследовании малых структурных форм — складок и будин. На основании анализа морфологии и наблюдений над их возрастными соотношениями удается выделить три стадии тектонических движений, относящихся соответственно к периодам регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и к постмигматитовому этапу.

В исследованном районе широко проявлена мигматизация и гранитизация архейских толщ, в связи с чем структуры стадии регионального метаморфизма сохранились только в отдельных участках.

В верховьях р. Тимптона, в сложно дислоцированных, интенсивно гранитизированных гнейсах, встречаются будины амфиболо-плагиоклазовых сланцев, смятых в мелкие изоклиальные складки (рис. 2, А), ориентировка шарниров которых (азимут падения СВ 20° под углом 15°) не совпадает с направлением шарниров складок в мигматизированных гнейсах (азимут падения СЗ 330° под углом 30°). В то же время длинная ось будины плейчатого сланца параллельна шарнирам складок в гнейсах и в общем согласна с ориентировкой малых структур на всем участке района верховьев Тимптона. Очевидно, плейчатость в сланцах сформировалась раньше периода ультраметаморфизма и относится ко времени регионального метаморфизма. Подобные структуры пользуются довольно широким распространением, а особенно в гетерогенных пачках, обладающих четкой слоистостью. Чаще всего они фиксируются в области слабого метаморфизма станового времени, например в районе пос. Нагорного. Для этого участка характерны пачки топки переслаивающихся биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов и биотито-амфиболо-плагиоклазовых сланцев. Последние часто смяты в сложные, почти изоклиальные складки, осевые плоскости которых параллельны или почти параллельны слоистости в неплейчатых прослоях. В ряде случаев можно наблюдать, что кристаллизационная сланцеватость дислоцированных таким образом пород ориентируется параллельно осевым плоскостям складок и в их замках сечет слоистость. Метасоматические пегматоидные граниты, являющиеся жильным материалом мигматита, образуют жилы, согласные с кристаллизационной сланцеватостью, приурочиваются к осевым плоскостям складок или к границам разнородных слоев, пересекая при этом слоистость в складчатых сланцах (рис. 2, Б). Такое развитие гранита при мигматизации свидетельствует о ее проявлении в более позднее время по отношению к дифференциальным движениям, вызвавшим образование складок в сланцах. Подобные наблюдения, наряду со сходством морфологии и приуроченностью к породам определенного литологического состава, позволяют сопоставлять описываемую внутрислоистую складчатость с реликтовыми структурами в зонах интенсивного ультраметаморфизма, которые были рассмотрены выше (рис. 2, А).

Структуры верхнего архея в основной своей массе были сформированы в стадию ультраметаморфизма, поэтому характер и интенсивность складчатости зависит от масштаба проявления мигматизации, гранитизации и селективного плавления. Такую взаимосвязь тектонических структур

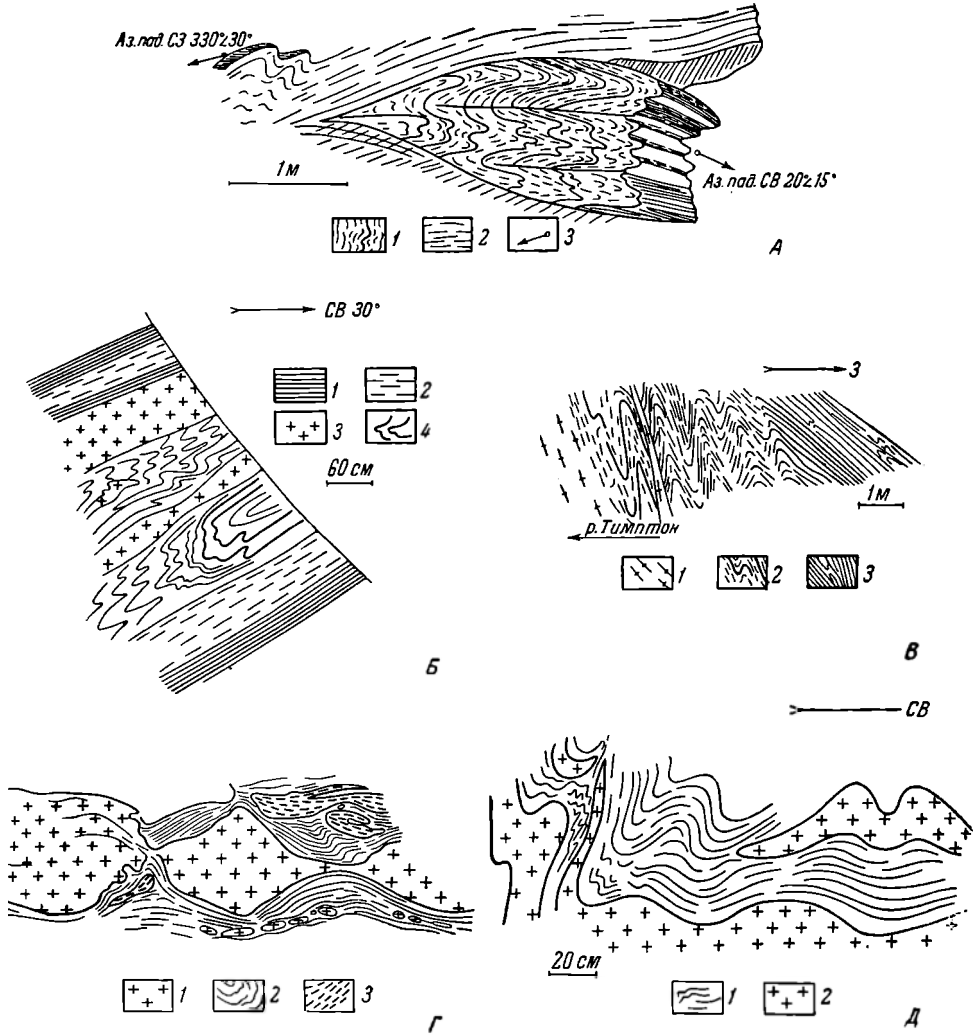


Рис. 2. Малые структуры.

А: 1 — биотито-амфило-плагноклазовые сланцы, 2 — мигматизированные гнейсы, 3 — направление падения шарниров складок; Б: 1 — биотито-амфило-плагноклазовые сланцы, 2 — слоистые биотитовые и биотито-амфилово-гнейсы, 3 — пегматоидный гранит, 4 — прослой амфиболитов в сланцах; В: 1 — гранит, 2 — мигматизированный гнейс, 3 — меланократовые гнейсы; Г: 1 — пегматоидный гранит, 2 — биотито-амфило-плагноклазовые сланцы, 3 — лейкократовые биотитовые гнейсы; Д: 1 — двуслюдяной сланец, 2 — жильный материал мигматита.

с явлениями ультраметаморфизма можно продемонстрировать как сравнением складчатости различных участков исследованного района, так и на примере отдельных обнажений.

Гнейсы и кристаллические сланцы района пос. Нагорного, по данным Г. М. Друговой (1962), попадают в область относительно низких ступеней верхнеархейского метаморфизма. Жильный материал мигматитов здесь представлен разномасштабными пегматоидными гранитами, часто обладающими реликтовой полосчатостью, унаследованной от гнейсов, которые под-

вергались процессу гранитизации. Слоистость залегает очень полого и падает под углом около $15-20^\circ$ на запад и юго-запад. Мелкая осложняющая складчатость развивается только в пределах отдельных прослоев. По направлению на северо-запад степень метаморфизма пород станового комплекса увеличивается, и в верховьях Тимптона породы попадают в зону силлиманита. Увеличивается интенсивность ультраметаморфических преобразований пород. Жильный материал мигматитов представлен среднезернистыми биотитовыми гранитами. Широким распространением пользуются частично мобилизованные гранитоиды станового комплекса. В соответствии с этим меняется общий характер структур. Преобладают складки общего течения, часто изоклинальные, с круто падающими осевыми плоскостями, осложненные на крыльях структурами более высокого порядка. Наиболее четко зависимость интенсивности дислокаций от степени насыщения жильным материалом мигматита наблюдается в области перехода из зоны слабого метаморфизма к более сильному. Так, например, в обнажении на Тимптоне выше пос. Нагорного выходят моноклинально залегающие меланократовые биотито-амфиболовые гнейсы, падающие на юго-запад под углом около 5° . По направлению на северо-восток они постепенно переходят в интенсивно мигматизированные разновидности и сменяются биотитовыми гранитами. Параллельно идет усложнение складчатой структуры (рис. 2, В).

Таким образом, структуры периода регионального метаморфизма и ультраметаморфизма образуются при различных соотношениях пластичности деформируемых пород. На более ранней стадии биотито-амфиболовые кристаллические сланцы оказываются более пластичными по сравнению с переслаивающимися с ними биотитовыми гнейсами. В период же ультраметаморфизма, который характеризуется интенсивной гранитизацией пород и насыщением наиболее кислых их разновидностей межгранулярно распределенным расплавом кварц-полевошпатовой эвтектики, кристаллические сланцы при складчатости ведут себя как более жесткие породы.

На постмигматитовой стадии тектонические движения протекают в условиях последовательного снижения пластичности деформируемых пород. Жильный материал мигматитов играет роль относительно жесткого материала. На это указывает повсеместное проявление будинажа согласных гранитоидных жил (рис. 2, Г). Межбудинное пространство заполняется материалом гнейсов и сланцев субстрата. В процессе деформации в пластичных сланцах и в меланократовых гнейсах образуется мелкая складчатость. Растяжение вдоль плоскостей сланцеватости приводит к будинажу прослоев лейкократовых гнейсов. При этом последние, видимо, обладают большей пластичностью, чем граниты, в связи с чем их будинажу предшествует образование довольно сложных складок. Дифференциальные движения, осуществляющиеся в процессе внутренних деформаций гранитоидных жил, приводят к вращению отдельных наиболее жестких блоков в гранитах. Это обуславливает образование эллипсоидальных тел, длинные оси которых ориентируются согласно с удлинением будин в целом, перпендикулярным главному направлению растяжения при деформациях рассматриваемого типа.

Часто будинаж проявляется в процессе односторонних дифференциальных движений, приводящих к вращению отдельных будин и к их кулисообразному смещению относительно друг друга. В связи с этим возникают асимметричные структуры сложной морфологии, являющиеся следствием стержневого будинажа (Судовиков, 1957). Для таких структур характерна наиболее четкая линейная ориентировка. Поэтому они наилучшим образом определяют направление дифференциальных движений.

Ориентировка линейности постмигматитовых структур в общем случае совпадает с ориентировкой шарниров мелких складок в мигматитах и осей будин, возникших в стадию мигматизации. В наиболее обнаженных участках устанавливается даже подобие отдельных деталей структур обеих стадий деформации. Так, на Тимптоне часто наблюдается постепенное изменение угла падения шарниров складок мигматитов от 10 до 70°. Таким же образом меняются элементы залегания стержневых будин жильного материала мигматитов. Это послужило одним из оснований для отнесения рассмотренных постмигматитовых структур к верхнеархейскому этапу тектонических движений.

Главные стадии развития структур алданского комплекса

Так же как и для станового комплекса, в породах алданского комплекса, судя по отдельным обнажениям, наблюдается увеличение интенсивности складчатости по мере насыщения мигматитов жильным материалом при широком распространении будинаж-структур с гранитоидным заполнением межбудинного пространства.

Структуры, сформированные в период метаморфизма гранулитовой фации и ультраметаморфизма, впоследствии были частично преобразованы. Это выразилось в возникновении наложенной кристаллизационной сланцеватости, подчеркнутой субпараллельной ориентировкой вновь образованных минералов, которые входят в парагенезисы, характеризующие условия амфиболитовой фации метаморфизма, т. е. условия метаморфизма седиментогенных образований станового комплекса.

Наложённая сланцеватость обнаруживается почти повсеместно, но интенсивность движений, приводящих к ее возникновению, различна. В участках относительно слабых дифференциальных движений смещение вдоль плоскостей сланцеватости незначительно и только иногда приводит к образованию складок скольжения небольшой амплитуды. Первичная полосчатость при этом сохраняется.

Под микроскопом гнейсы, обладающие сланцеватостью такого рода, обнаруживают структуру, сходную с гранулитовой. Когда течение осуществляется в условиях дифференциальной пластичности, относительно жесткие крупные зерна (полевошпат, гранат) подвергаются дроблению и частичному растаскиванию вдоль направления течения. В результате возникают породы с очковой текстурой, в которой линзовидные участки «обтекаются» более мелкозернистой массой.

Наряду с областями слабого проявления дифференциальных движений, на контакте алданского и станового комплексов и внутри небольших глыб в бассейне Тимптона возникают зоны очень интенсивно переработанных пород. На р. Тимптоне почти полная перестройка структур охватывает полосу шириной около 4—5 км. На контакте пород станового комплекса и пород Иенгрской глыбы алданского комплекса мощность зоны полного преобразования структур не превышает 100—150 м. Внутри же Иенгрской глыбы мощность таких зон около 15—30 см. В последнем случае породы, испытавшие наложенное осланцевание, часто обладают бластомилонитовой структурой. Мелкозернистые участки, цементирующие более крупные обломки, обладают гранобластовой структурой, и в ней кристаллизуются минералы амфиболитовой фации метаморфизма.

Таким образом, наложенная кристаллизационная сланцеватость развивается как в зонах дизъюнктивов, в которых при метаморфизме амфиболитовой фации возникают бластомилониты, так и в условиях пластичного течения, направление которого часто не совпадает с первичной структурой. В связи с тем что наложенная кристаллизационная сланцеватость проявляется неравномерно, сохраняются значительные массы нижнеархей-

ских пород, структура которых не претерпела существенных изменений. Это дает возможность с достаточной достоверностью изучать структурные соотношения между архейскими комплексами исследованного района.

В бассейне Тимптона, в зоне наиболее интенсивного проявления процессов ультраметаморфизма, гнейсы алданского комплекса подвергаются повторной мигматизации вдоль плоскостей наложенной сланцеватости. Наблюдаются случаи будинажа жильного материала вторичного мигма-

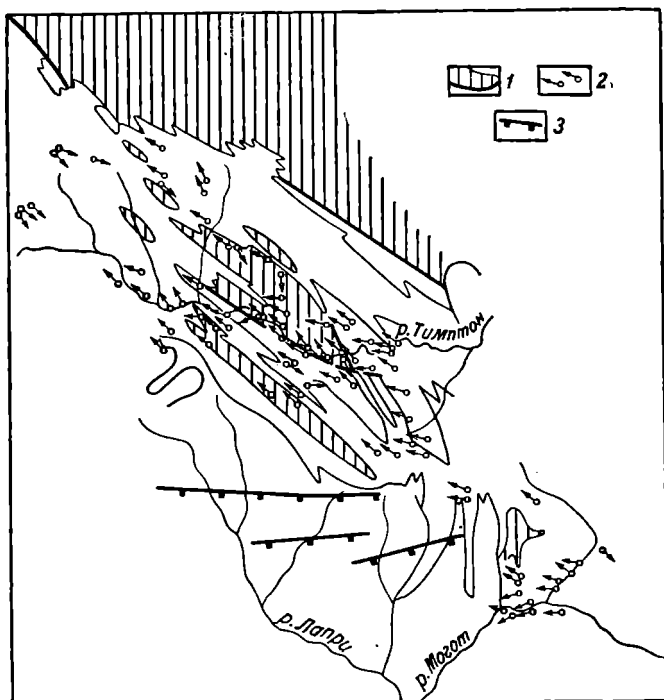


Рис. 3. Ориентировка малых структур.

1 — площади распространения алданского комплекса; 2 — направление падения линейности; 3 — мезозойские разломы.

тита, проявляющегося иногда после возникновения плавных изгибов. При образовании последних в слюдяных сланцах возникают складки, обязанные своим происхождением процессам нагнетания пластичного материала и свидетельствующие об относительно жестком состоянии гранита (рис. 2, Д).

Резюмируя приведенный выше фактический материал, отметим, что устанавливаются 2 этапа развития структур алданского комплекса, соответствующие двум этапам метаморфизма. Второй этап сопоставляется по времени с формированием станового комплекса не только на основании сходных условий метаморфизма, в которых он проявляется, но и на основании наличия одних и тех же стадий развития структур.

На исследованной нами территории малые структуры всех стадий и линейность по минералам (по дистену и амфиболу) в архейских комплексах имеют закономерное северо-западное падение. Это устанавливается не только в зонах линейной складчатости, но и в областях развития пологих структур, например в верховьях Могота (рис. 3), где в восточной части пологой моноклинали среди поля становых гранитов и гранито-гнейсов обнажаются породы алданского комплекса. Таким образом, по-видимому,

падение линейности перечисленных выше типов происходит в направлении от крупных поднятий кристаллического фундамента в сторону его погружения.

Соотношение структур алданского и станového комплексов

Общее простирание алданских и станových структур совпадает. Тектонические несогласия архейских комплексов устанавливаются на южной

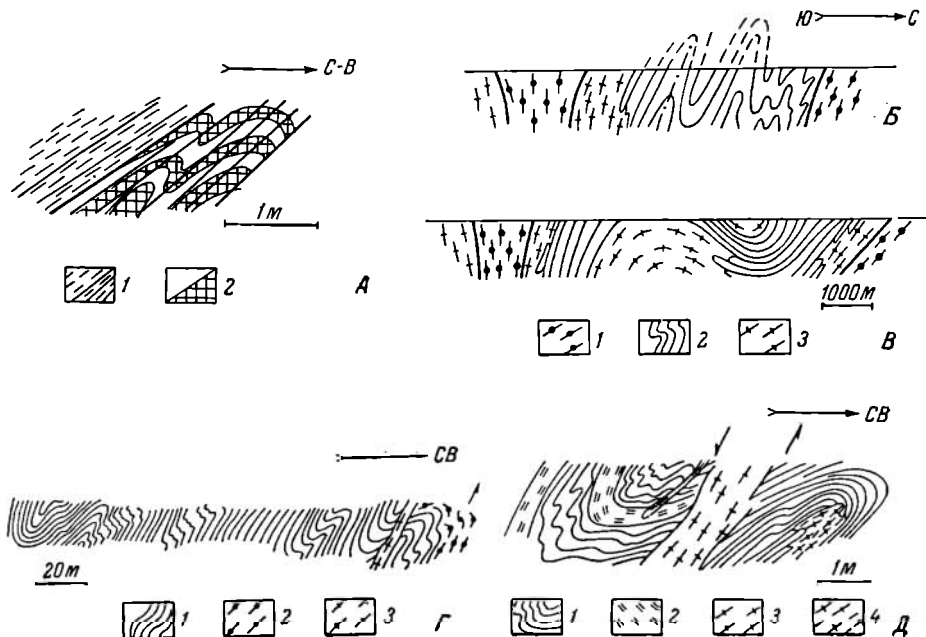


Рис. 4. Частные разрезы в зонах контактов комплексов.

А: 1 — тектопослойные биотитовые гнейсы станového комплекса, 2 — гнейсы и сланцы алданского комплекса; Б—Г: 1 — биотито-амфиболовые гнейсы станového комплекса, 2 — преимущественно гранатовые гнейсы алданского комплекса; 3 — становые гранито-гнейсы и граниты; Д: 1 — слюдяные сланцы, 2 — амфиболиты, 3 — становые граниты, 4 — гранитизированные гнейсы.

окраине Иенгрской глыбы, например в верховьях р. Иенгры и в районе Холодниканского перевала. В верховьях Иенгры нижнеархейская толща гранатовых гнейсов, постепенно изменяя свое простирание с северо-западного на субширотное, тектонически выклинивается на границе комплексов (рис. 1). Зоны наложенной сланцеватости в нижнем архее параллельны структурам станového комплекса и пересекают складки в толще гранатовых гнейсов. Общее простирание гнейсов алданского комплекса в районе Холодниканского перевала — северо-западное 340° . Простирание пород станového комплекса северо-западное $300-310^\circ$. В нижнеархейских гнейсах широко проявлены явления наложенного осланцевания, в общем согласного со структурами станového комплекса. В этом районе непосредственно в коренном обнажении наблюдалась граница между породами нижнего и верхнего архея (рис. 4, А). Контакт между комплексами здесь, видимо, только слабо тектонизирован, о чем свидетельствует сохранность первичной полосчатости в гнейсах алданского комплекса. Гнейсы станového комплекса залегают полого и падают на юг под углом $20-40^\circ$. В них видна отчетливая слоистость.

Более сложные соотношения алданского и станového комплексов наблюдаются в районе верховьев р. Тимптона, где структурные преобразо-

вания пород алданского комплекса проявлены с наибольшей полнотой и протекали в условиях весьма интенсивных тектонических движений.

По р. Тимптону, выше пос. Нагорного, прослежена полоса биотито-амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов станового комплекса, с северо-востока и юго-запада контактирующих с породами алданского комплекса. В северо-западном направлении происходит погружение осей мелких складок всех типов. В восточной же части района падение осей мелких складок, по-видимому, отражает направление общего погружения кристаллического фундамента. Поэтому можно предположить, что в том же северо-западном направлении увеличивается интенсивность блоковых движений в кристаллическом основании, способствующих выводу на более высокий уровень отдельных фрагментов фундамента. С этой точки зрения становится понятным наблюдающееся усложнение в этом же направлении складчатых структур гнейсов станового комплекса. Так, в средней части этой полосы (рис. 4, В) в гнейсах станового комплекса образуется целый ряд сложных, изоклинальных или близких к ним складок, опрокинутых на север, осложненных на крыльях мелкой пloyчатостью. Углы падения меняются в широких пределах, обычно превышают 60—70° и часто приближаются к 90°. В юго-восточной части полосы формируется более простая складчатость (рис. 4, В).

Толща существенного глиноземистого состава, распространенная на левобережье Тимптона и прослеженная нами по простиранию в районе верхнего течения Ингры, где она слабо диафорирована и содержит многочисленные реликты парагенезисов гранулитовой фации метаморфизма нижнего архея, отделена от толщи амфиболовых и биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев зоной интенсивных дислокаций. В стадию ультраметаморфизма в этой зоне породы обоих комплексов участвуют в складчатости совместно. Рисунок складок, возникающих при этом, указывает на направление движений (рис. 4, Г). Развитие складок завершается возникновением разрывов, параллельных осевым плоскостям и впоследствии заполненных мобильными становыми гранитоидами (рис. 4, Д). Анализ морфологии асимметричных складчатых структур и наблюдения над стержневыми будинами жильного материала мигматита позволяют установить значительный подъем северных областей, сложенных породами алданского комплекса, относительно южных, где распространен становой комплекс. Движения вдоль рассматриваемой зоны смятия носят в основном радиальный характер. Однако наличие в отдельных участках, круто падающих на северо-запад, линейности свидетельствует о значительной роли горизонтального перемещения северо-восточного блока на северо-запад. Установленная путем изучения малых структур направленность тектонических движений подтверждается картированием маркирующих горизонтов в становой серии. Так, пачка гранатовых гнейсов, которая прослежена вдоль всей пологой, дугообразной в плане моноклинали, опоясывающей с юго-востока зону линейной складчатости, прерывается в районе пос. Нагорного описанной выше зоной смятия. В северном блоке пачка гранатовых гнейсов смещается на северо-запад, что при западном падении пластов в этой части района соответствует подъему данного блока. Амплитуда надвига на этом участке составляет примерно 1.5 км. Интенсивность вертикальных движений в зоне разломов увеличивается в северо-западном направлении, что находится в соответствии с уже отмеченным усилением степени деформации гнейсов станового комплекса в верховьях р. Тимптона по сравнению с участком пос. Нагорного, поэтому для северо-западного района мы должны предполагать значительно большую амплитуду вертикальных движений. Последнее может послужить тектоническим обоснованием возможности появления на левобережье р. Тимптона отмеченных выше глыб нижнеархейского фундамента. Породы нижнего архея в этом

районе диафторированы в амфиболитовой фации очень интенсивно и часто по своему облику напоминают аналогичные по составу гнейсы становека, что значительно затрудняет детальное расчленение архейских образований. Поэтому не исключена возможность, что площадь Левобережья Тимптона не вся сложена породами алданского комплекса, а представляет собой область тектонического смещения пород обеих архейских формаций.

Заключение

1. Изучение последовательности тектонических движений и сопоставление ее с главными этапами архейского метаморфизма позволяет выделить в исследованном районе два самостоятельных этапа тектогенеза: становой и алданский.

2. В период станового тектогенеза породы алданского комплекса вовлекались в новую складчатость в виде относительно жестких глыб. Наиболее интенсивные движения второго этапа локализовались в более или менее мощных зонах дизъюнктивов в областях относительно низкого метаморфизма или в зонах течения, часто поперечных по отношению к первичной структуре, в областях относительно высокого метаморфизма.

3. Обособление крупных глыб фундамента происходило, по-видимому, еще до стадии максимального проявления верхнеархейского метаморфизма, поэтому Иенгская глыба, для которой характерна тенденция к поднятию при формировании становых структур, является областью относительно низкого метаморфизма по сравнению с районом Тимптона (Другова, 1962).

4. Обособление относительно жестких глыб фундамента, их подъем определяет неравномерность деформации в становом комплексе. Зоны сложной линейной складчатости образуются на границе крупной глыбы и в местах подъема небольших по размеру блоков фундамента (р. Тимптон). Область пологой складчатости характеризуется наличием в антиклинальных поднятиях пород алданского комплекса, последовательно перекрытых нижней, средней и верхней свитами становой серии. Сами структуры образованы слоистыми толщами и осложнены только мелкой внутрислойной складчатостью стадии регионального метаморфизма. Приведенный фактический материал позволяет предположить, что пологая складчатость наследует рельеф фундамента, слабо расчлененного крутыми зонами осландования.

5. Неоднородность деформаций гнейсов станового комплекса, выразившаяся в чередовании зон линейной складчатости с областями развития сравнительно пологих куполовидных структур, характерна и для других районов распространения станового комплекса. В связи с изложенным мы можем предположить аналогичный характер структурных соотношений двух архейских формаций в пределах всей верхнеархейской подвижной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Другова Г. М. Метаморфизм и ультраметаморфизм пшхнеархейских пород в зоне Становой орогении. Тр. Якутск. фил. СО АН СССР, вып. 11, 1962.
- Другова Г. М. и А. Н. Неелов. Поллметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. В сб.: Геология и петрология докембрия (Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11), 1960.
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.

МЕТАМОРФИЗМ ПОЗДНЕСТАНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ХРЕБТА ТУКУРИНГРА

В зоне южного обрамления Алданского щита породы станового комплекса прорываются позднестановыми гранитоидами, которые претерпели регионально проявленные структурные и минеральные преобразования. В настоящей статье на примере позднестановых гранитоидов западных отрогов хр. Тукурингра рассматриваются время, характер и причины этих процессов.

Геологическое строение западных отрогов хребта Тукурингра

Западные отроги хребта Тукурингра (район Амуро-Якутской магистрали) сложены тремя комплексами (Судовиков, Неелов, 1961): верхнеархейским (становым), протерозойским (янкано-желтулакским) и мезозойским.

Наибольшим распространением пользуются породы станового комплекса (см. рис. 2 в статье Крыловой в настоящем сборнике, стр. 154), среди вулканогенно-осадочных пород которого выделены 2 серии: становая и урканская, развитые соответственно во внешнем и внутреннем поясах верхнеархейской подвижной зоны (Судовиков, Неелов, 1961). Граница между ними проходит по Желтулакскому разлому, пересекающему район в субширотном направлении. Складчатые структуры верхнеархейского комплекса имеют здесь северо-западное простирание ($290-320^\circ$) с отклонениями до субмеридионального в бассейне р. Тынды и крутые углы падения ($55-80^\circ$).

Породы становой и урканской серий первоначально были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, а в результате ультраметаморфизма нередко превращены в послойные мигматиты и гранито-гнейсы. Для наиболее распространенных разновидностей сланцев, гнейсов и продуктов их гранитизации характерны следующие минеральные ассоциации: обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз (№№ 30—40) ± диопсид; обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз (№№ 20—30) + кварц + биотит ± калиевый полевой шпат; биотит + плагиоклаз (№№ 30—40); биотит + плагиоклаз (№№ 18—25) + кварц + калиевый полевой шпат. Самыми древними интрузивными образованиями станового комплекса являются основные породы, которые участвуют в верхнеархейской складчатости, подвергаются гранитизации и мигматизации. После главных этапов верхнеархейской складчатости формируются позднестановые гранитоиды и несколько позднее — дайки основных пород.

Породы становой и урканской серий после внедрения даек основных пород испытали наложенные деформации и метаморфизм, которые привели к их текстурным, структурным и минеральным преобразованиям. С этими процессами связано образование вторичной кристаллизационной сланцеватости, полная или частичная перекристаллизация пород с возникновением неравномернозернистых структур, гломеробластическое развитие новообразованных минералов. В условиях наложенного метаморфизма первичные минералы пород амфиболитовой фации становятся неустойчивыми: обыкновенная роговая обманка замещается эпидотом и биотитом, в плагиоклазах уменьшается содержание анортита, при этом выделяются эпидот и мусковит. Возникающие при этих процессах минеральные ассоциации (табл. 2) соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма по классификации фаций Т. Барта (Барт, 1958).

Янкано-джелтулакский комплекс в пределах хребта Тукурингра включает вулканогенно-осадочные образования (джелтулакская серия) и протерозойские интрузивные породы. Образования джелтулакской серии залегают в виде узких тектонических клиньев (шириной 2—3 км), вытянутых вдоль зоны Джелтулакского разлома, имеют северо-западное простирание, крутое падение, в целом согласное с верхнеархейскими структурами.

В области распространения джелтулакской серии широким развитием пользуются интрузии основных пород и лейкократовых гранитов, участвующих в протерозойской складчатости и подвергшихся одновременно с осадочными породами метаморфизму, а также постскладчатые интрузии биотитовых гранитов и дайки диоритовых порфиритов. Одновременно с протерозойской складчатостью и несколько запаздывая по отношению к главным ее фазам, в зоне джелтулакского разлома проявились процессы щелочного метасоматоза, которые привели к образованию сиенитов.

Для пород кислого состава джелтулакской серии (двуслюдяных кварц-полевошпатовых сланцев, кварцитов, метаморфизованных эффузивов кислого состава) характерны следующие минеральные ассоциации: биотит + мусковит + кварц + плагиоклаз (№№ 12—20), мусковит + графит + кварц ± плагиоклаз (№№ 5—15); гранат + биотит ± мусковит + плагиоклаз (№№ 15) + кварц; для амфиболитов — амфибол (светло-зеленый) + плагиоклаз (№№ 25—35) + эпидот. Эти ассоциации соответствуют эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Сходство их с минеральными ассоциациями, возникшими в повторно метаморфизованных породах Станового комплекса (табл. 2), заметное усиление степени диафтореза последних в области распространения джелтулакской серии и согласие вторичной сланцеватости в породах станового комплекса с протерозойскими структурами может служить подтверждением сопряженности во времени и пространстве процессов рассланцевания и диафтореза станового комплекса со складчатостью и метаморфизмом джелтулакской серии. Породы станового комплекса и джелтулакской серии после протерозойской складчатости пересечены зонами катаклаза и милонитизации, сопровождаемыми зеленосланцевым диафторезом.

К мезозойскому комплексу относятся неметаморфизованные терригенные осадочные породы с остатками мезозойской флоры (триас?) и дайки гранодиоритового — диоритового состава.

Позднестановые гранитоиды

В зоне южного обрамления Алданского щита позднестановые гранитоиды прорывают складчатые, мигматизированные гнейсы и сланцы, основные породы и гранито-гнейсы станового комплекса, часто содержат их ксенолиты. В свою очередь позднестановые гранитоиды, обнажающиеся в верховьях Ср. Уркана, оказываются пересеченными раннеорогенными интрузиями основных пород янкано-джелтулакского комплекса, в бассейне Б. Уркана — дайкой метаморфизованных габбро-диоритов станового комплекса. Характерна пространственная приуроченность позднестановых гранитоидов к полям развития становых гранито-гнейсов.

В западных отрогах хребта Тукурингра позднестановые гранитоиды обнажаются в трех районах: в устье р. Аимкана, верховьях рек Ср. Уркана, Джелтулака и Тынды (рис. 1, А—В). Гранитоидные тела обычно согласны с верхнеархейскими структурами, но наблюдаются нередко и секущие соотношения с вмещающими породами.

Контакты гранитоидов с породами станового комплекса обычно резкие, хотя иногда соотношения более сложные: наряду с резкими контактами в ряде участков наблюдаются постепенные переходы от гранито-гнейсов, насыщенных реликтами верхнеархейских гнейсов и сланцев, к более одно-

родным позднестановым гранитоидам. В таких случаях невозможно установить их границы.

Позднестановые гранитоиды по составу варьируют от гранитов до кварцевых диоритов. Наиболее распространены биотитовые и амфиболо-биотитовые адамеллиты, постепенно переходящие в биотитовые граниты и биотито-амфиболовые гранодиориты. Реже отмечаются кварцевые диориты и сиенито-диориты. Все разновидности гранитоидов секутся дайками и небольшими телами биотитовых лейкократовых гранитов, аплитов и кварцевыми жилами.

Главными породообразующими минералами всех разновидностей гранитоидов являются плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, биотит и обыкновенная роговая обманка, оптическая характеристика которых приведена ниже. Среди аксессуарных минералов преобладают магнетит, сфен, апатит, ортит и циркон, редко появляются торит, циртолит, танталониобаты. Структура пород гипидоморфозернистая, с изменяющейся степенью идиоморфизма зерен плагиоклаза по отношению к кварцу и калиевому полевоому шпату. В отдельных участках в породах появляются крупные уплощенные в виде таблиц кристаллы калиевого полевого шпата, обуславливающие неравномерную зернистость гранитоидов.

По морфологии тел, структурам и соотношениям с вмещающими породами позднестановые гранитоиды можно отнести к гранитоидам глубоких сечений геосинклинальной зоны, соответствующих, вероятно, верхней границе амфиболитовой фации. Их образование происходило на поздних этапах верхнеархейской складчатости, после периода ультраметаморфизма, при переходе к глыбовым движениям. Приуроченность гранитоидов к областям интенсивной гранитизации, описанные выше сложные соотношения их со становыми гранито-гнейсами, по-видимому, свидетельствуют о том, что позднестановые гранитоиды представляют собой в различной степени мобилизованные гранитизированные верхнеархейские породы.

Метаморфизм гранитоидов

Позднестановые гранитоиды претерпели текстурные, структурные и минеральные преобразования. Эти преобразования проявлены неравномерно: иногда гранитоиды изменены на всей площади своего развития (рис. 1, А, Б), в других случаях процессы изменения затрагивают их в отдельных зонах, тогда как значительные массы пород не несут следов вторичных преобразований (рис. 1, В).

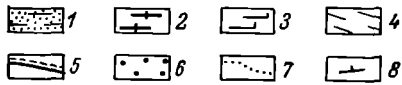
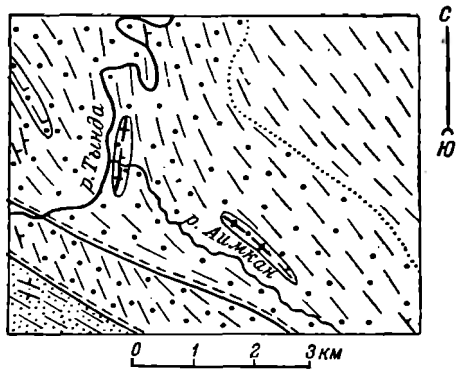
Преобразование текстур пород. Тектурные преобразования гранитоидов проявляются в развитии наложенной кристаллизационной сланцеватости, выраженной субпараллельной ориентировкой вторичных минералов (биотита, эпидота, мусковита, кварца и альбито-олигоклаза). Во вмещающих гранитоиды мигматитах и гранито-гнейсах

Рис. 1. Геологические схемы.

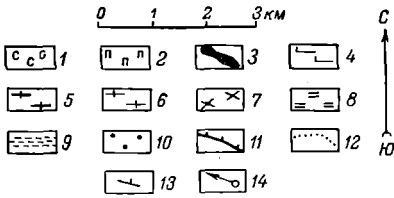
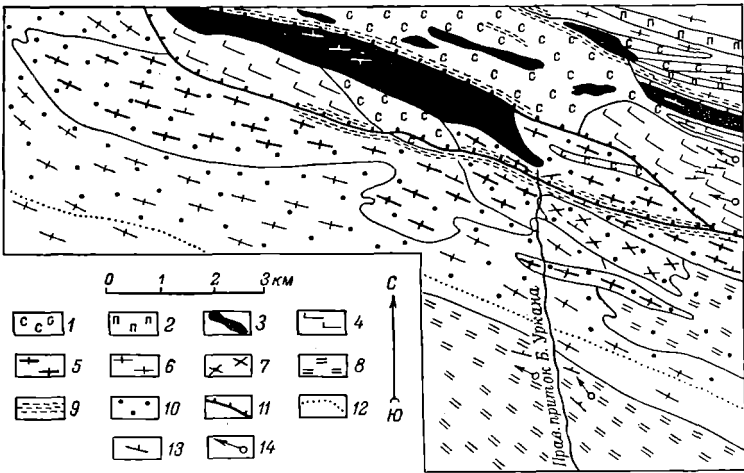
А — район устья р. Анмкана. 1 — джелтулакская серия (Ptz); становой комплекс (A_2): 2 — позднестановые гранитоиды, 3 — метагабброиды, 4 — станова́я серия, 5 — тектонические нарушения, 6 — изменения эпидот-амфиболитовой фации, 7 — граница распространения изменений эпидот-амфиболитовой фации, 8 — элементы залегания с углами падения 60—80°.

Б — район верховьев Среднего Уркана. Якапо-джелтулакский комплекс (Ptz): 1 — сиениты, 2 — порфириды, 3 — габброиды, 4 — джелтулакская серия; становой комплекс (A_2): 5 — позднестановые гранитоиды, 6 — гранито-гнейсы, 7 — основные породы, 8 — урканская серия, 9 — зоны зеленосланцевых изменений, 10 — изменения эпидот-амфиболитовой фации; 11 — тектонические нарушения, 12 — южная граница распространения изменений эпидот-амфиболитовой фации, 13 — элементы залегания сланцеватости с углами падения 50—80°, 14 — оси малых складок с углами падения 5—20°.

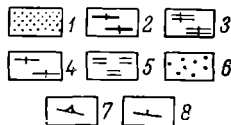
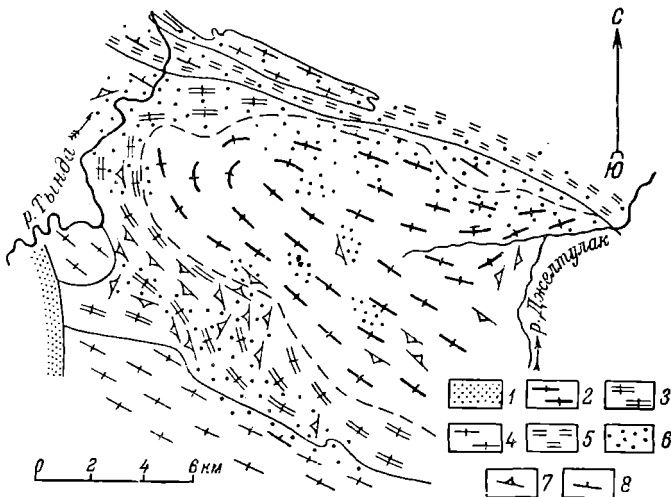
В — район верховьев рр. Тынды и Джелтулака. 1 — мезозойские осадочные отложения; становой комплекс (A_2): 2 — позднестановые адамеллиты и граниты, 3 — позднестановые гранодиориты, сиенито-диориты и кварцевые диориты, 4 — гранито-гнейсы, 5 — амфиболсодержащие гнейсы и сланцы урканской серии, 6 — изменения эпидот-амфиболитовой фации, 7 — элементы гранитоидов с углами падения 10—20°, 8 — элементы залегания гранитоидов с углами падения 60—80°.



A



Б



В

станового комплекса хр. Тукурингра наблюдается повсеместное развитие вторичной сланцеватости, в целом согласное с первичными структурами, хотя в ряде обнажений наблюдается несогласное наложение сланцеватости на первичную полосчатость. В гранитоидах сланцеватость обычно ориентирована согласно с контактовыми поверхностями, которые в свою очередь согласны со структурами вмещающих пород. В секущих жилах и апофизах гранитоидов сланцеватость развивается косо к их контактам и прослеживается во вмещающие породы.

Наиболее интенсивно рассланцевание проявлено в гранитоидах там, где плоскости сланцеватости согласны со структурами желтулакской

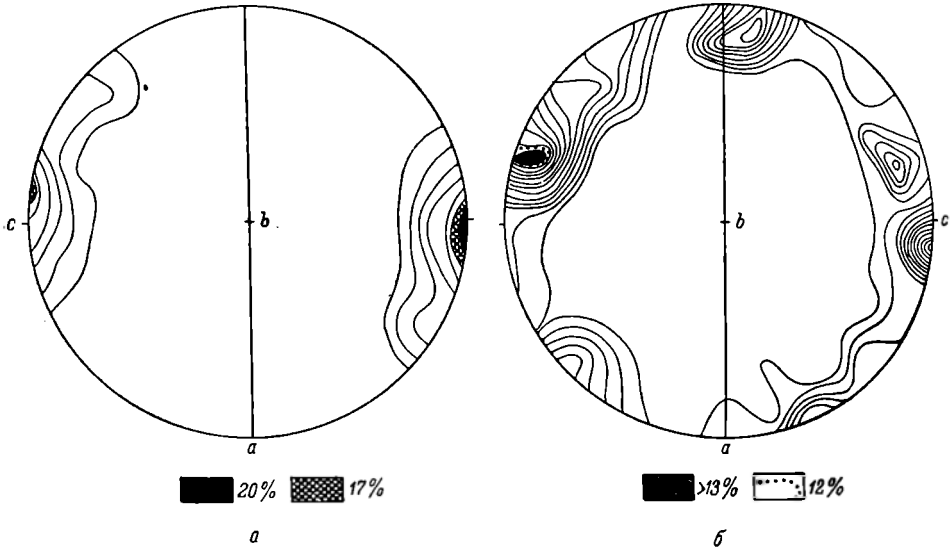


Рис. 2. Структурные диаграммы.

a — позднестановой гранитоид из зоны интенсивного осланцевания, 100 замеров \perp (001) вторичного биотита; *b* — то же из блока массивных пород, 150 замеров \perp (001) вторичного биотита.

серии (устье р. Аимкана, северная часть массива в верховьях р. Ср. Уркана). Достаточно отчетливо развитая сланцеватость в северной части гранитоидов верховьев рек Тынды и Желтулака в южной и центральной частях проявлена слабо и наследует первичные текстуры.

Степень рассланцевания гранитоидов различна даже в пределах одного обнажения, что связано с дифференциальным характером движений. Так, в устье Аимкана зоны интенсивной сланцеватости мощностью до 0.5 м чередуются с участками менее рассланцованными. Выделяются блоки пород, в которых сланцеватость почти не проявлена. В зоне интенсивной сланцеватости наблюдается пологая линейная ориентировка удлиненных агрегатов биотита, очковых выделений полевых шпатов и лииз кварца. В этом же направлении происходит растаскивание зерен полевых шпатов и смещение аплитовых и кварц-полевошпатовых жил, секущих гранитоиды.

Таким образом, при формировании сланцеватости в гранитоидах происходили движения в горизонтальном направлении. Микроструктурные диаграммы, составленные по вторичному биотиту гранитоидов, показывают разные типы узоров тектонитов в зависимости от степени осланцевания. Для сильно сланцеватых пород с отчетливо проявленной линейностью скоплений биотита и полевых шпатов характерны S-тектониты (рис. 2, *a*), для гранитоидов, в которых еще сохраняются первичные тек-

стуры, пластинки гломеробластового биотита дают неполнопопоясый узор, осложненный двумя парами максимумов в зоне пояса (рис. 2, б).

Тектурные преобразования позднестановых гранитоидов оторваны во времени от периода формирования гранитов. Как отмечалось выше, сланцеватость развита в жилах аплитового и кварц-полевошпатового состава, секущих гранитоиды и вмещающие породы. Совместно с гранитоидами рассланцеванно подвергаются дайки метаморфизованных габбро-диоритов, что, например, устанавливается в обнажении по правому притоку Б. Уркана. Верхняя возрастная граница возникновения вторичной сланцеватости определяется пересечением осланцованных гранитоидов жилой свежих сиенитов. Таким образом, формирование вторичных текстур гранитоидов происходило после внедрения даек основных пород, относящихся к концу верхнего архея или началу протерозоя, но до образования сиенитов, которые секут желтулакские породы, в то же время участвуя в протерозойских движениях.

Преобразование структур пород. Тектурные изменения сопровождаются преобразованиями первичных гипидиоморфных структур гранитоидов с размерами зерен в поперечнике 2—4 мм в мелкозернистые (размеры зерен 0.2—0.02 мм), бластомилонитовые, гранобластовые и гломеробластовые структуры.

Характерно, что во всех гранитоидах размеры новообразованных зерен примерно одинаковы, что может свидетельствовать об одинаковых условиях перекристаллизации. Значительно реже в гранитоидах возникают структуры наполненных полевых шпатов. Можно проследить постепенные переходы между указанными типами структур. Изучение вторичных структур гранитоидов показывает, что характер преобразования их зависит от условий новой тектонической обстановки, в которую попадают гранитоиды. В спокойных условиях образуются структуры наполненных полевых шпатов. В зонах интенсивных дифференциальных движений возникают бластомилонитовые структуры. Степень преобразования структур определяется интенсивностью движений, дифференциальный характер которых обуславливает неоднородность структурных преобразований.

Минеральные преобразования пород. Первичные минералы гранитоидов характеризуются разной устойчивостью в условиях наложенного метаморфизма, поэтому наблюдается определенная последовательность в их изменении. В первую очередь изменяется обыкновенная роговая обманка ($N_g = 1.688$, $N_m = 1.680$, $N_p = 1.662$, $f = 57\%$ ¹). Выделяются 2 типа изменения роговой обманки: 1) замещение ее крупных зерен гломеробластическими скоплениями, состоящими из 80% биотита ($N_g = 1.644—1.649$, $f = 48—53\%$) и 20% эпидота [$-2V = 73—82^\circ(\frac{x}{x})$, $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{15} = 20—30\%$ мол.]; 2) псевдоморфное замещение ее эпидотом ($N_g = 1.774—1.772$, $N_m = 1.758—1.754$, $N_p = 1.728$, $-2V = 70—73^\circ(\frac{x}{x})$, $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13} = 30—32\%$ мол.) с выделением светло-голубовато-зеленого амфибола с сильно варьирующими показателями преломления ($N_g = 1.671—1.653$, $N_m = 1.662—1.645$, $N_p = 1.650—1.633$).

Первичные биотиты изменяют свой состав одновременно с появлением в породах эпидота. Так, в гранитоидах верховьев рек Желтулака и

¹ Определения показателей преломления амфибола и эпидота производились с точностью ± 0.002 в разрезах, проверенных коноскопически.

² Железистость (f) биотита и амфибола определялась по известной диаграмме В. С. Соболева (1956), содержание $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ — по В. Е. Треггеру (1958).

Тынды железистость биотита изменяется с 50% ($Ng=1.645$) до 35—45% ($Ng=1.630-1.640$). Иногда, обычно при отсутствии эпидота среди новообразований (Аимкан), вдоль спайности биотита с низкой железистостью ($Ng=1.629$) наблюдаются выделения магнетита.

Почти одновременно с амфиболом начинается изменение плагиоклазов. Характер изменения определяется степенью преобразования, составом пород и первичных плагиоклазов. При зональном строении последних, центральные зоны которых содержат 30—35% Ап, краевые — 23—15%, происходит выравнивание составов зон до 18—23% Ап. Плагиоклазы кварцевых диоритов-гранодиоритов, содержащие 26—28% Ап ($N'g=1.548-1.550$, $N'p=1.541-1.543$), замещаются плагиоклазом №№ 17—18 ($N'g=1.544-1.545$, $N'p=1.535-1.537$) и эпидотом [$-2V=78-82^\circ(\frac{x}{x})$, $Nm=1.743$, $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}=20-25\%$ мол.]. В зонах интенсивных дифференциальных движений происходит дальнейшее понижение основности плагиоклаза до №№ 5—13 ($N'g=1.539-1.542$, $N'g=1.530-1.535$), выделение эпидота и мусковита (или биотита с $f=36\%$, $Ng=1.630$).

Наиболее устойчивым из всех первичных минералов гранитоидов является калиевый полевой шпат. Его порфирокласты сохраняются в полностью перекристаллизованных породах. В наиболее свежих гранитоидах калиевый полевой шпат¹ представлен, по классификации Марфунина (Марфунин, 1962), промежуточным триклинным ортоклазом [$\perp(010): Ng=9^\circ$, $-2V=65-70^\circ(\frac{x}{x})$], в измененных разновидностях — триклинным низким ортоклазом [$-2V=80-85^\circ(\frac{x}{x})$, $\perp(010): Ng=9-13^\circ$]. В отдельных участках кристаллов появляется микроклиновидная решетка. Пертитовые вроски альбита претерпевают собирательную перекристаллизацию. При более сильных изменениях всей породы калиевый полевой шпат замещается альбитом (№№ 5—12). Замещение идет либо в виде образования мелкозернистого агрегата, либо в виде псевдоморфоз шахматного альбита.

Описанные выше изменения минералов происходят в тесной связи друг с другом. Устанавливается, что при образовании плагиоклазов с 18—20% анортита калиевый полевой шпат не изменяется. При дальнейшем понижении основности плагиоклаза он становится неустойчивым и замещается альбитом. В породе увеличивается количество эпидота, появляется мусковит (табл. 1). Очень редко образуется турмалин.

Таблица 1

Количественные соотношения минералов (в об. %) гранитоидов в зависимости от степени изменения диоритов

№ образца	№ плагио-клаза	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Мусковит	Эпидот		Кальцит	Аццессорные минералы
								по плагио-клазу	по амфиболу		
6685	26	60.0	21.2	6.6	7.5	1.1	—	2.6		—	1.0
6686в	26 и 17	67.7	6.3	10.9	9.7	—	1	3.8	0.9	—	0.7
6685а	18	61.7	0.7	5.9	12.0	—	1	15.4	2.8	—	1.7
6687г	13	33.3	—	16.9	15.2	—	9.5	23.2		1.0	0.9

¹ Определения производились в коноскопе на Федоровском столике в толстых ориентированных шлифах.

При изучении минеральных изменений гранитоидов выявляются следующие особенности: 1) минералы гранитоидов характеризуются различной устойчивостью к наложенным процессам метаморфизма; 2) количественные соотношения новообразованных минералов определяются составом пород, составом новых минералов и степенью изменения пород; 3) изменения минералов взаимосвязаны. В результате минеральных преобразований в гранитоидах возникают следующие ассоциации: 1) плагиоклаз №№ 15—23 — биотит-эпидот-кварц (калиевый полевой шпат не изменяется); 2) плагиоклаз №№ 5—13 — биотит-эпидот-мусковит-кварц (калиевый полевой шпат замещается альбитом).

В гранитах, адамеллитах, аплитах и реже гранодиоритах в обстановке дифференциальных движений часто происходит перекристаллизация минералов без изменения их состава, так как их первичные парагенезисы соответствуют новым физико-химическим условиям, а недостаток летучих препятствует возникновению гидроксилсодержащих минералов. В результате подобной перекристаллизации возникает еще одна ассоциация (3): плагиоклаз №№ 15—23 — биотит-кварц (амфибол и калиевый полевой шпат сохраняются в реликтах). Выделенные ассоциации отличаются содержанием гидроксилсодержащих минералов и составом плагиоклаза. Характерны постоянные переходы от пород, в которых развиты ассоциации 1) и 3), к породам с ассоциацией 2), приуроченность последних к зонам интенсивного расщепления и наиболее полные изменения в них без сохранения реликтовых минералов гранитоидов. Все это позволяет считать причиной появления вышеуказанных ассоциаций не разные температурные условия, а различную степень насыщения изменяющихся пород летучими компонентами.

Причины изменений позднестановых гранитоидов

Описанные в литературе изменения гранитоидов в зависимости от причины изменения делятся на 2 группы: 1) автометаморфические изменения; 2) региональные изменения, связанные с новыми этапами движений. Изменения 1-й группы связываются с постмагматическими растворами, источником которых является гранитная магма. Охлаждение этих растворов и изменение их кислотности—щелочности считается причиной смены одних минеральных ассоциаций другими (Коржинский, 1955, 1957 и др.). С воздействием постмагматических растворов некоторыми исследователями связывается образование альбит-эпидотовых гранитов (Елисеев, 1945; Mellis, 1932; Schermerhorn, 1960). При изменении 2-й группы вновь образованные минеральные ассоциации отвечают ассоциациям фаций регионального метаморфизма и определяются условиями температуры и давления, в которые попадают породы в связи с возобновлением движений. В ряде работ описаны изменения гранитоидов в условиях фаций зеленых сланцев (Schilling, 1957; Weinelt, 1959, и др.), реже имеются указания на более высокотемпературные изменения (Bratsch, 1957; Jäger, Kemter, Niggel, Wüthrich, 1961).

Анализ собранного материала показывает, что рассмотренные выше изменения позднестановых гранитоидов не являются автометаморфическими. Позднестановые гранитоиды, являясь гранитоидами зоны ультраметаморфизма, находятся среди «высушенных, обезвоженных» в результате метаморфизма пород амфиболитовой фации. В современной литературе существует мнение, что подобные гранитоиды бедны летучими компонентами (Судовиков, 1959). Кроме того, по времени своего проявления процессы изменения гранитоидов оторваны от периода их формирования внедрением основных пород.

С другой стороны, изменения позднестановых гранитоидов пространственно, по характеру ассоциаций и структурам находятся в тесной связи с описанным выше диафторезом вмещающих их пород станового комплекса. Устанавливается отчетливая связь степени изменения гранитоидов и вмещающих пород, неоднородность проявления этих процессов в тех и других породах и усиление их интенсивности при приближении к области развития желтулакской серии. Наложенная сланцеватость из гранитоидов прослеживается во вмещающие породы. Новые минеральные ассоциации гранитоидов аналогичны ассоциациям, возникшим при диафторезе верхнеархейских пород, соответствующих им по составу (табл. 2). Все эти факты позволяют считать регионально проявленные

Таблица 2

Минеральные ассоциации позднестановых гранитоидов и верхнеархейских пород

Породы	Неизменные	Метаморфизованные
Граниты и адалелиты.	$Pl_{\text{№ } 15-20} + KFs_{p} + Qu + Bt.$	$Pl_{\text{№ } 15-20} + Qu + Bt$ (KFs_{p} не перекристаллизовывается). $Pl_{\text{№ } 5-10} \pm Qu + Bt + Ep + Musc.$
Гранито-гнейсы и биотитовые гнейсы.	$Pl_{\text{№ } 15-20} \pm KFs_{p} + Qu - Bt.$	$Pl_{\text{№ } 15-20} + Qu + Bt$ (KFs_{p} не перекристаллизовывается). $Pl_{\text{№ } 5-15} + Qu + Bt + Ep + Musc.$
Гранодиориты и кварцевые диориты.	$Pl_{\text{№ } 20-30} \mp KFs_{p} + Qu + Bt + Am.$	$Pl_{\text{№ } 20-23} + Qu + Bt$ (KFs_{p} и Am не перекристаллизовываются). $Pl_{\text{№ } 15-20} + Qu + Bt + Ep \pm Musc$ (KFs_{p} сохраняется). $Pl_{\text{№ } 5-14} + Qu + Bt + Ep + Musc \pm Am$ (светло-зеленый).
Амфиболсодержащие гнейсы.	$Pl_{\text{№ } 20-30} \pm KFs_{p} + Qu + Bt + Am.$	$Pl_{\text{№ } 20-23} + Qu + Bt$ (KFs_{p} и Am не перекристаллизовываются). $Pl_{\text{№ } 15-25} + Qu + Bt + Ep \pm Musc$ (KFs_{p} сохраняется). $Pl_{\text{№ } 5-15} + Qu + Bt + Ep + Musc.$

Примечание. Am — амфибол, Bt — биотит, Ep — эпидот, KFs_{p} — калиевый полевой шпат, $Musc$ — мусковит, Qu — кварц, Pl — плагиоклаз.

изменения гранитоидов и вмещающих пород разновозрастными, происшедшими в одинаковых условиях. Появление гидроксилсодержащих минералов и перекристаллизация пород свидетельствуют об участии летучих компонентов, главным образом воды, в этих процессах. Источником летучих компонентов, как считал Н. Г. Судовиков, а позднее подтвердили Г. М. Другова и А. Н. Неелов (1960), являются осадочные породы, при прогрессивном метаморфизме которых освобождается вода. В западных отрогах хребта Тукурингра таким источником воды могут быть осадочные породы желтулакской серии.

Таким образом, позднестановые гранитоиды вместе с породами станового комплекса, первоначально метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, впоследствии были изменены в более низкотемпературных условиях. Возникающие при этом минеральные ассоциации соответствуют эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Диафторические изменения происходили одновременно с прогрессивным метаморфизмом осадков желтулакской серии. Неоднородность и неравномерность проявления этих изменений связаны с различной степенью насыщения пород летучими компонентами.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, М., 1956.
- Другова Г. М. и А. Н. Неелов. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Елисеев Н. А. К вопросу о генезисе гельсинкитов. В сб.: Вопр. геологии Сибири, Изд. АН СССР, М.—Л., т. 1, 1945.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1957.
- Марфуни А. С. Фазовая природа каликатровых полевых шпатов. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., сер. 2, ч. 89, вып. 6, 1960.
- Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестн. ЛГУ, № 6, 1959.
- Судовиков Н. Г. и А. Н. Неелов. О возрасте станового комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Braitsch O. Zur Petrographie und Tektonik des Biotitgneises im südlichen Vor-spessart. Abhandl. Hess Landesamtes Bodenforsch., № 18, 1957.
- Jäger E., E. Kempter, E. Niggli, H. M. Wüthrich. Biotit—Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph. Überprägten Mittagfluhgranit (Aarmassiv). Schweiz. mineral. und petrogr. Mitteil., B. 41, H. 1, 1961.
- Mellis O. Zur genesis des Helsinkits. Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar, B. 54, H. 4, 1932.
- Schermerhorn L. J. G. Telescoping of mineral facies in granites. Bull. Comm. Geol. Finl., 188, 1960.
- Schilling J. Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitteil., B. 37, H. 2, 1957.
- Weinelt W. Petrologische Untersuchungen der mineralfaziellen Zustandsbedingungen im SW Teil der Münchberger gneimasse. Tschermaks mineral. und petrogr. Mitteil., B. 6, № 4, 1958.
-

| А. А. Полканов |, Э. К. Герлинг

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ВОЗРАСТНАЯ ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ— ГЕРЦИНИД ДЛЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

1. Введение

Предварительная возрастная геологическая шкала для катархей—герцинид Балтийского щита основана на возрастных исследованиях 1952—1960 гг., выполненных Лабораторией геологии докембрия Академии наук СССР в сотрудничестве с геологическими институтами Финляндии (д-р А. Симонен), Швеции (проф. Н. Магнуссон) и Норвегии (проф. О. Брех) (Полканов, Герлинг, 1958, 1960, 1961; О. Коуву, 1958).

Геохронологическая последовательность, приведенная в табл. 1, составлена по материалам значительного количества определений возраста

Таблица 1

Предварительная шкала геологического времени
для катархей—герцинид Балтийского щита

Тектоно-магматические циклы и их породы	Абсолютный возраст (в млн лет)
IX. Герцинские платформенные щелочные интрузии	300—260
VIII. Каледониды (1 и 2): диагенез—метаморфизм—интрузии орогенных цепей	610—405
Платформенные щелочные интрузии	590—380
VII. Рифейды (1 и 2): седиментация—диагенез—интрузии	1130—620
VI. Готиды (1 и 2): метаморфиты—интрузии	1560—1260
V. Карелиды (1 и 2): метаморфиты—интрузии	1880—1620
IV. Свекофеннылы (1): метаморфиты—интрузии	1840—1620
III. Верхние архейды (беломориды): метаморфиты—интрузии	2140—1900
II. Нижние архейды (1 и 2): метаморфиты—интрузии	2700—2200
I. Катархейды (1, 2, 3 и 4): метаморфиты—интрузии	3590—2710

Примечание. Цифры в скобках относятся к малым (1, 2 и т. д.) циклам в большом цикле.

(около 600 образцов) главным образом для слюд K—A- и частью Rb—Sr-методами.

На табл. 2 приведены возрастные даты, проверенные двумя или тремя методами.

Продолжительность различных тектоно-магматических циклов определялась по возрастным определениям для процессов седиментации (по

Возрастные даты для докембрия — герцинид Балтийского щита, проверенные различными методами

№ п/п	Геологические циклы	K/Ar	Pb/U	Rb/Sr
	IX. Герцинские			
1	Нефелиновый сиенит; Осло	315—260	260	—
2	Нефелиновый сиенит; Хибинь, Ловозеро	300	290±10	—
	VII. Рифейды			
3	Рифейды I: гранит, пегматит; Телемаркен; Норвегия	880—770	865	870
4	Рифейды II: гранит и пегматит; Биркеланд; Норвегия Омаль—гранит; Швеция.	1090—930 1080	1090—1000	1030—980 920
	VI. Готиды			
5	Готиды I: гранит; Смоланд; Швеция	1475	—	1580
	V—IV. Карелиды свекофениды			
6	Выборгский рапакиви	1620	1650	1610
7	Посткарельские граниты; Карелия, Финляндия	1860—1650	1845—1735	1780
8	Свекофенские граниты; Швеция, Финляндия	1860—1650	1845—1735	1780
	III. Верхние архейды			
9	Беломорский пегматит; Карелия	1900	1950	2030
10	Иерна гранит; Швеция	1860	—	1940
	II. Нижние архейды			
11	Пегматит; Кольский п-ов	2400	2100	2400

глаукониту), диагенезиса (валовые анализы глинистых пород) и, наконец, по орогенным гранатным интрузиям (VIII и VII циклы) или по величинам возраста метаморфизма и одновременным орогенным гранитным интрузиям (I—VI циклы). Каждый мегацикл (I, II, VI и VII) делится на несколько малых, или нормальных, циклов (арабские цифры).

Таким образом, докембрий Балтийского щита подразделяется не менее чем на 12 малых циклов (табл. 1). Все установленные тектоно-магматические циклы составляют почти непрерывную геохронологическую последовательность от катархея (3600 млн лет) до каледонского периода (610—405 млн лет).

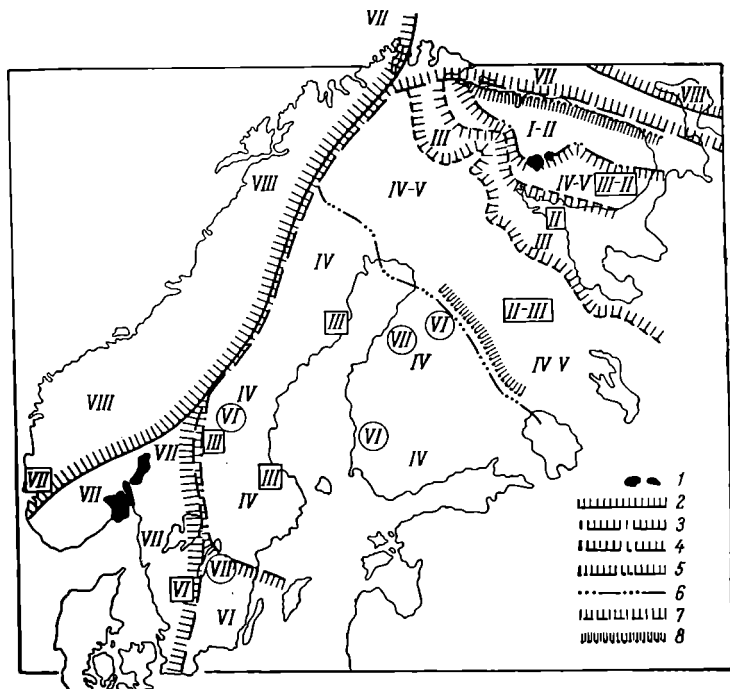
Устанавливается (см. рисунок) подразделение Балтийского щита на 2 части. Первая — древнейшая и большая часть — относится к Свеко-Фенно-Сарматскому щиту, включающему на юге, за пределами карты, также большую часть Русской платформы и Украинский щит. В пределах этой области существовали в течение интервала 3600—1800—1620 млн лет древнейшие I, II, III, IV и V геосинклинальные циклы, во время которых произошла полная консолидация щита.

Вторая, более молодая (1560—405 млн лет) и меньшая часть — геосинклинали готид (VI), рифейд (VII) и каледонид (VIII), образовала складчатые горные хребты, обрамлявшие первую древнейшую часть щита. В течение этого второго периода первая часть щита являлась платформой готской, рифейской, каледонской и герцинской эпох.

Наиболее восточная часть Балтийского кристаллического щита — Кольский п-ов и Карелия — относится главным образом к древнейшим

орогенным циклам катархея (I), нижнего архея (II), верхнего архея (III) и карелия (V). Здесь сохранились также редкие остатки платформенных осадочных формаций — готские (VI) и платформенные интрузии щелочного комплекса каледонского (VIII) и герцинского (IX) возрастов.

Наконец, рифей (VII) развит как обрамляющие складчатые горные цепи на северной окраине Кольского п-ова.



Балтийский щит. Схема геохронологического разделения катархея-герцинид.

1 — палеозойские щелочные интрузии; 2 — граница каледонид (штриховка направления внутрь складчатого пояса); 3 — граница рифейд; 4 — граница готид; 5 — граница свекофеннид-карелид; 6 — внутренняя граница между свекофеннидами (IV) и карелидами (IV-V); 7 — граница междугорья в архейд (беломорид); 8 — граница нижних архейд (саамид). I — катархеиды; II — нижние архейды (саамиды); III — верхние архейды (беломориды); IV — свекофенниды; IV-V — верхние и нижние карелиды; VI — готиды; VII — рифейды; VIII — каледониды. Римские цифры в кружках — реликты платформенных осадков соответствующего цифре возраста; римские цифры в прямоугольных рамках — выходы фундамента соответствующего цифре возраста.

2. Катархей

Катархей был открыт на северо-восточной части Кольского п-ова. Это парагнейсы, парасланцы железорудной формации, мигматиты, граниты и метаультрабазиты, образующие большие глыбы, распространенные на площади 150×20 км, включенные в граниты и мигматиты нижнего архея. Двадцать пять образцов перечисленных пород дали абсолютный возраст 3590—2710 млн лет (K—Ag-метод) и отнесены к катархейскому (I) циклу. Катархейский мегацикл можно разделить на малые циклы (табл. 3). Катархейские циклы I и II разделены гнейсами II, которые облекают граниты и мигматиты I цикла. Кроме того, различный возраст пегматитов позволяет разделять катархей I и даже II на три или четыре группы (или циклы) меньшей величины. Интересно отметить, что нижнеархейские конгломераты (нижний архей II) включают валуны катархейских гнейсо-

Таблица 3

I. Катархеиды (3590—2710 млн лет)

Формации	Породы	Абсолютный возраст (в млн лет)
Катархеиды II (3100—2710 млн лет).	Пегматиты. Граниты. Мигматиты. Гнейсы. Метабазиты.	3100, 2810
		3060
		3060—3010
		2870—2710
		2880—2740
Катархеиды I (3590— 3250 млн лет).	IB	Пегматиты.
		Граниты.
	IA	Пегматиты.
		Гнейсо-граниты. Мигматиты.
		3500
		3250
		3520—3430
		3490—3420
		3590—3420

гранитов с возрастом 3170 млн лет. Все катархейские породы являются настоящими земными образованиями и не могут рассматриваться как реликты космической стадии нашей Земли, как это предполагает П. Хейтс (Binnert P. Haites, 1960) для пород Африки, имеющих возраст 4000 млн лет.

Таблица 4

II. Нижние археиды (2700—2200 млн лет)

Формация	Территория	Породы	Абсолютный возраст (в млн лет)	
Нижние археиды II (саамиды II, 2200—2560 млн лет).	Кольский п-ов.	Пегматиты.	2100—2400	
		Граниты.	2300—2450	
		Щелочной комплекс.	2300—2400	
		Порос формация. Оленегорская железо-рудная формация.	2210—2560 2530	
	Фундамент карелид.	Кольский п-ов.	Гнейсы зоны Имандра-Варзуга.	2200—2280
		Карелия. Восточная Финляндия.	Граниты. Гнейсы. Гнейсо-граниты.	2450—2190 2430—2370 2540
Нижние археиды I (саамиды I, 2500—2700 млн лет).	Кольский п-ов.	Пегматиты.	2600	
		Граниты.	2620—2690	
		Гнейсо-диориты. Свита полмос.	2660 2610—2700	
	Фундамент карелид.	Кольский п-ов.	Гнейсы зоны Имандра-Варзуга.	2650—2750
		Карелия.	Пегматиты. Гранито-гнейсы.	2430—2750 2330—2380

3. Нижний архей

Нижнеархейский цикл был установлен на северной части Кольского п-ова. Нижний архей разделяется горизонтом базальных конгломератов на нижний архей I — полмос серия (2700—2610 млн лет) и нижний архей II — порос серия (2650—2210 млн лет).

К нижнему архею II относится также железорудная формация Оленегорска. Это 2-й период образования железорудных толщ. Однако другие поясы нижнеархейских железорудных формаций Кольского п-ова обладают карельским возрастом метаморфизма (около 1800 млн лет). Они были омоложены во время карельской орогении, но пегматиты, интрузирующие их, сохранили величину возраста нижнего архея (2550 млн лет).

В табл. 4 показано, что к нижнему архею I относятся также гнейсодиориты, граниты и пегматиты Кольского п-ова, а к нижнему архею II — пегматиты, граниты и первый (древнейший) щелочной комплекс Кольского п-ова.

Кроме того, нижний архей I и II был установлен в фундаменте для верхнего архея—беломорид и для карельских формаций Кольского п-ова, в Карелии, с которыми могут быть коррелированы такие же породы в Восточной Финляндии.

Таким образом, нижние архейские формации имели общее широкое развитие — от северной части Кольского п-ова до Восточной Финляндии или далее, появляясь в этой области частично как фундамент нижнего архея и карелия.

4. Верхний архей

Пояс верхнего архея беломорской формации расположен по обоим берегам Белого моря и продолжается на северо-запад, в Финляндию и Норвегию.

Таблица 5

III. Верхние архейды (2140—1900 млн лет)

Территории		Породы	Абсолютный возраст (в млн лет)
Полс беломорид.	Карелия.	Пегматиты и граниты.	1950
		Беломорские гнейсы.	2100—1900
	Кольский п-ов.	Западная часть.	Гранулиты.
Южная часть.		Грано-диориты. Гнейсы. Сланцы свиты имадра—варауга.	2030 2090—2000 2090—1925
Фундамент карелид.	Южная и центральная части Карелии.	Гнейсо-гранит. Метобазит. Сланцы.	1910 2035—1900 1950—1900
	Швеция.	Гранит, Упсала. Гранит, Иерна (Rb/Sr-метод). Сланцы, Шелефтео.	1950 1940±80 2140—2090

К этому верхнеархейскому поясу относятся беломорские парагнейсы и парасланцы, метабазиты, хорошо известная формация гранулитов и граниты, обладающие возрастом 2140—1900 млн лет (табл. 5). Пояс беломорид был окружен карельскими складчатыми горными цепями и являлся среди них как междугорная масса, которая частью принимала участие в тектонических движениях во время карельского диастрофизма. Другой возможный пояс верхнего архея расположен в основании карельской имандра-варзуга формации (2090—1925 млн лет) и, возможно, на северо-западном продолжении ее (так называемая тундровая формация). Плутоны верхнеархейских гранитов установлены также в северной части Кольского п-ова.

Кроме того, верхний архей был установлен как фундамент карелид в Центральной Карелии и обнаружен в Средней Швеции как фундамент свеко-феннид. Таким образом, верхний архей имел также очень широкое распространение от северной части Кольского п-ова до Средней Швеции (табл. 5). Пояса беломорид были развиты на фундаменте и окружены нижнеархейскими формациями.

5. Карельские формации

В настоящее время карелиды Кольского п-ова, Карелии, Финляндии и Швеции (1820—1620 млн лет) не могут быть различимы геохронологически от свеко-феннид Финляндии и Швеции (1850—1620 млн лет). Однако структурно-геологическое положение обеих формаций совершенно различно. Табл. 6 показывает также, что ниже- и верхнекарельские формации геохронологически не различимы друг от друга. Однако геологически верхний карелий—ятулий моложе, чем позднекинематические карельские граниты, и древнее, чем рапакиви граниты. К карелию относится третья железорудная формация западно-карельских зон карелид, точно так же, как и в карелидах Финляндии.

К карелидам относятся многочисленные интрузии щелочных комплексов Кольского п-ова и сложный Елеть-озерский плутон в Северной Карелии. То же было установлено для Среднешведского сложного щелочного плутона Альмунге, также имеющего карельский или свеко-феннский возраст (1780 млн лет).

Замечательно, что щелочной комплекс Кольского п-ова и Карелии является почти одновременным с посткинематическими интрузиями рапакиви гранитов Южной Карелии, Финляндии и Швеции.

6. Проблема геохронологии иотния

Возрастные даты, приведенные в табл. 7, показывают, что для огромного платформенного периода древнейшей части Балтийского щита сохранились реликты континентальных образований готского I возраста, равного 1500 млн лет (Карелия), 1485—1346 млн лет (Украинский щит), 1310—1284 млн лет (Финляндия), готского II — 1185 млн лет (Швеция), рифея I — 1150 млн лет (Финляндия), 833 млн лет (Южная Карелия), рифея II — 700 млн лет (Финляндия). Среди этих формаций существовали 2 группы древнейшего красноцвета: первая — 1485—1284 и 1185 млн лет (готского возраста) и вторая — 833 млн лет (рифейского возраста). Приведенные геологические и геохронологические данные позволяют предположить существование более одного периода докембрийского древнейшего красноцвета, но решение этой проблемы принадлежит будущим точным геохронологическим исследованиям.

IV. Карелиды (1870—1640 млн лет)

Формация	Территория и зона	Порода	Абсолютный возраст (в млн лет)	
Верхние карелиды (1870—1620 млн лет).		Щелочной комплекс. Рапакиви гранит. Сланцы ятулия. Доломиты (флогопит).	1720—1670 1640—1620 1870—1710 1760	
Нижние карелиды (1900—1600 млн лет).	Карелия.	Центральная зона.	Граниты. Сланцы.	1900—1620 1850—1730
		Западная зона.	Пегматиты. Железорудный гнейс.	1820 1880—1630
		Ладожская формация.	Граниты. Сланцы.	1820—1630 1750
		Восточная зона.	Сланцы.	1860—1750
		Северная зона.	Сланцы.	1800—1740
	Кольский п-ов.	Восточная зона.	Щелочной комплекс. Граниты. Формации Кейв. Формация имандра-варзуга.	1810—1610 1880—1620 1830—1600 1790—1730
		Западная зона.	Щелочной комплекс Гремяха. Печенгская свита.	1675—1600 1720
Нижние карелиды (1840—1540 млн лет).	Финляндия.	Пегматиты, граниты. Сланцы Саарвиарви. Железорудные формации Колари.	1840—1650 1810 1690	
	Швеция.	Гранит, Лина. Гранит, Хапаранда.	1540 1770—1700	

7. Рифей

Верхнедокембрийские формации Рыбачьего п-ова и о. Кильдин, по стратиграфической системе Н. С. Шатского, принадлежат к рифею. По абсолютному возрасту здесь различаются 2 группы формаций: Среднего п-ова — 1030—920 млн лет (по глаукониту), о. Кильдин — 1030 (сланцы) и 1010 млн лет (глауконит), которые принадлежат к рифею I (табл. 1). Формация Рыбачьего п-ова — 887—715 млн лет (филлит) — относится к рифею II.

Обе формации относятся к краевой тектонической зоне рифея I и II. Геосинклинальный пояс рифея I и II тянулся на северо-запад от рифейского и каледонского складчатого пояса Канина п-ова, т. е. был расположен на северо-запад от Рыбачьего п-ова. Абсолютная геохронология по-

Сравнение возрастных данных для герцинских, каледонских, рифейских и готских платформ и орогенных зон

Орогенные зоны	Краевые зоны	Срединные глыбы	Платформы
Герциниды			
			Щелочные комплексы Осло, 300—260 млн лет. Хибины, Ловозеро, 290 ± ±10 млн лет.
Поздние каледониды (450—405 млн лет)			
<i>Западная Норвегия</i> Граниты, 405, 450—434 млн лет.			<i>Карелия и Кольский п-ов</i> Щелочной комплекс, 426—380 (± 30) млн лет.
Ранние каледониды (600—510 млн лет)			
<i>Норвегия и Швеция</i> Метаморфизм. Спарангиты, 550 млн лет. <i>Канин п-ов</i> Граниты, 550—535 млн лет. Филлиты, 560—584 млн лет. <i>Тиман</i> Граниты, 610—585 млн лет. Филлиты, 541 млн лет.		<i>Норвегия</i> Суннфере, пегматит, 590—580 млн лет.	<i>Карелия</i> Щелочной комплекс, 518—512 млн лет. <i>Норвегия</i> Щелочной комплекс Фен, 590—570 млн лет. <i>Швеция</i> Щелочной комплекс Ально, 562 млн лет.
Рифейды II (890—700 млн лет)			
<i>Норвегия</i> Граниты, 775, 882—852 млн лет. Гнейсы, 890—852 млн лет.	<i>Кольский п-ов</i> Филлиты п-ова Рыбачий, 887—715 млн лет.		<i>Финляндия</i> Каолинит, 700 млн лет. <i>Карелия</i> Красные сланцы, 833 млн лет.
Рифейды I (1130—900 млн лет)			
<i>Норвегия</i> Граниты, 997—904 млн лет. Гнейсы, 1052—900 млн лет. <i>Южная Швеция</i> Граниты, 1082—920 млн лет. Гнейсы и сланцы, 1060—900 млн лет. <i>Западная Швеция</i> Граниты, 1130—1120 млн лет. <i>Тиман</i> Филлиты, 1130 млн лет.	<i>Кольский п-ов</i> Песчаники п-ова Средний, 1000—920 млн лет. Сланцы о. Кильдин, 1030 млн лет. Глауконитовые песчаники о. Кильдин, 1010 млн лет.	<i>Швеция</i> Гнейсо-граниты Карлстад, 992 млн лет. Сланцы и гнейсы, 1060—920 млн лет.	<i>Швеция</i> Сланцы Висингсо, 985 млн лет. Сланцы Альмасакра, 964 млн лет.

Таблица 7 (продолжение)

Орогенные зоны	Краевые зоны	Срединные глыбы	Платформы
Готиды II (1380—1260 млн лет)			
<p><i>Швеция</i></p> <p>Гранит Карлскога, 1270—1260 млн лет.</p> <p>Сланцы Филлипстад, 1275 млн лет.</p> <p>Сланцы Грютютюган, 1380 млн лет.</p> <p><i>Русская платформа</i></p> <p>Глауконитовые породы бавлинской свиты, 1290 млн лет.</p>			<p><i>Швеция</i></p> <p>Иотний, район Фалуи 1185 млн лет.</p> <p><i>Финляндия</i></p> <p>Алевролит, Мухос, 1310—1280 млн лет.</p> <p>Алевролит, Нарьявильта, 1300 млн лет.</p> <p><i>Украинский щит</i></p> <p>Слюдяной сланец овручской свиты, 1485—1345 млн лет.</p>
Готиды I (1560—1420 млн лет)			
<p><i>Швеция</i></p> <p>Граниты, 1560—1420 млн лет.</p> <p>Гнейсы, 1560 млн лет.</p> <p>Сланцы, 1530—1500 млн лет.</p>			<p><i>Карелия</i></p> <p>Каменноборские песчаники, > 1500 млн лет.</p>

казывает, что краевой рифейский пояс Рыбачьего—Кильдина не принимал участия в каледонских тектонических движениях.

8. Каледонские и герцинские платформенные и щелочные интрузии

Палеозойские интрузии Кольского п-ова и Карелии геохронологически разделяются на 3 группы: ранне- и позднекаледонские и герцинскую группы. Сравнительная табл. 7 показывает геохронологическую параллелизацию платформенных щелочных интрузий и континентальных осадочных формаций с различными интрузивными, осадочными и метаморфическими формациями готских, рифейских орогенных зон и каледонскими формациями Балтийского региона. Геохронологические даты показывают, что палеозойские щелочные интрузии происходили периодически в течение 590—260 млн лет и были связаны с орогенными движениями скандинавских каледонид (Ально, Фен), западно-европейских варисцид (Осло) и восточно-европейских уралид (Карелия и Кольский п-ов).

ЛИТЕРАТУРА

- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Проблема абсолютного возраста Балтийского щита. Геохимия, № 8, 1958.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3. Изд. АН СССР, 1960.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Binnett P. H. Aites. Perspectives of the Solar system. Journ. Alberta Soc. Petrol. Geol., vol. 8, № 12, 1960.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. Géol. Finl., № 132, 1958.

О ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-УРАНО-ТОРИЕВОГО МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

Введение

Серией работ А. А. Полканова и Э. К. Герлинга, посвященных геохронологии Балтийского щита (Полканов, Герлинг, 1960а, 1960б, 1961), широко использовавших аргоновый, а также и стронциевый методы измерения абсолютного возраста горных пород, была впервые доказана длительность формирования этого континента, представлявшего собой одно из древнейших ядер земной коры.

Огромное число измерений, охвативших практически все главные комплексы интрузивных и метаморфических пород Балтийского щита, в том числе и в значительной степени зарубежной его территории (Финляндии и Швеции), позволило А. А. Полканову предложить весьма детальную схему последовательности событий, охвативших длительный период геологического времени от 3600 млн лет тому назад до начала кембрия.

Следует отметить, что А. А. Полканов был одним из первых старейших геологов Советского Союза, признавших огромное значение новых методов измерения возраста горных пород в геологии, решительно перестроивших в соответствии с новыми данными свои ранние представления о геохронологии докембрия.

Сам факт открытия в пределах Кольского п-ова (Полканов, Герлинг, 1960б, 1961) древнейших образований земной коры представляет огромный интерес, так как свидетельствует о реальном существовании первых консолидированных участков земной коры небольших размеров, послуживших зародышем гигантских платформ.

Однако ограниченные возможности аргонового и стронциевого методов измерения абсолютного возраста настоятельно требуют хотя бы селективной проверки отдельных реперных дат другими контрольными методами.

Особенности аргонового метода изложены главным образом в работах Э. К. Герлинга и его учеников. Наибольшее значение для нас представляют 3 главные черты аргоновых данных, определяемые современным аргон-калиевым методом.

1) В районах неоднократно проявившегося магматизма и связанного с ним метаморфизма древнейшие комплексы горных пород весьма часто при использовании аргонового метода получают возрастную характеристику, отвечающую времени заключительных геологических событий, либо показывают промежуточные значения возраста. Причина этого феномена лежит в потере аргона калиевыми минералами, обусловленной термальным метаморфизмом (прогревом) пород либо их позднейшей полной перекристаллизацией (Артемов, 1963; Герлинг, 1961).

2) При измерении абсолютного возраста аргоновым методом основных и ультраосновных пород (Мончегорск) получаются явно «удревленные» значения возраста (Герлинг и др., 1962). По этому поводу одним из нас были высказаны соображения о вероятности захвата глубинным магматическим веществом аргона, накапливавшегося в нижних частях оболочки земной коры, ниже границы Мохоровичича, в виде своеобразной газовой подушки. Этому эффекту должны были способствовать исключительно высокие давления, при которых происходила подобная интрузивная деятельность (Виноградов, Кнорре, 1962).

Обнаружение такого рода явлений ставит вопрос о возможности получения ошибок при измерении абсолютного возраста аргоновым методом не только в сторону «омоложения», но и «удревления» исследуемых горных пород. В последнем случае, вероятно, речь должна идти не столько о «возрасте», сколько об интенсивности захвата аргона вязкой магмой и кристаллизующимся веществом.

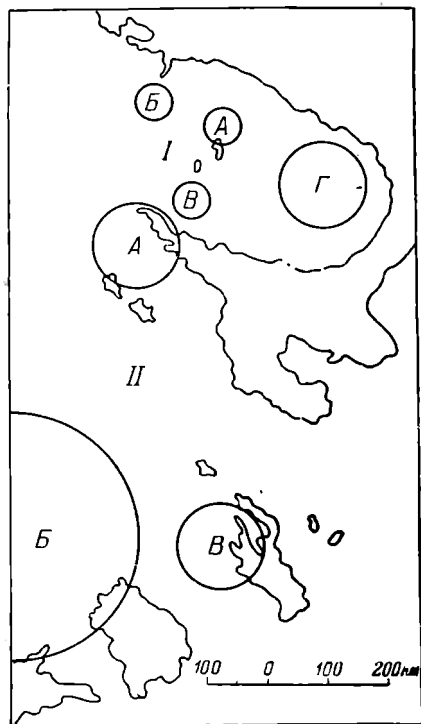


Рис. 1. Схематическая карта районов проведенных измерений абсолютного возраста горных пород свинцово-урано-ториевым методом.

I, A — центральная часть Кольского п-ова (бассейн р. Воронья); *I, B* — северо-западная часть Кольского п-ова (р-н г. Мурманска); *I, B* — южная часть Кольского п-ова (бассейн р. Умба); *I, Г* — восточная часть Кольского п-ова (бассейн р. Поной); *II, A* — Беломорье; *II, B* — Южная Финляндия и Юго-Западная Карелия; *II, B* — Юго-восточная Карелия (Западное Прионежье).

Предварительные, еще далеко не полные результаты этих исследований излагаются в данной статье.

При интерпретации полученных значений возраста по разным изотопным отношениям мы исходим из следующих положений.

1) Для образцов со сравнительно невысоким содержанием обыкновенного свинца (до 50%) наиболее достоверным значением возраста считается значение, полученное по Pb^{207}/Pb^{206} .

2) Для серии образцов одного возраста из одного массива или нескольких массивов, связанных общностью происхождения, с вероятной распространенностью обыкновенного свинца какого-то одного состава, в случае высокого его содержания в исследованных радиоактивных минералах использовался метод вычисления возраста Гаутерманса (по изохроне в координатах $Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204}$) (Houtermans, 1960; Stiff a. Stern, 1961).

3) Слабой чертой аргонового метода является возможность использования для измерения возраста только одной ветви распада K^{40} — K -захвата, при этом с недостаточно точно установленной константой. Другие радиоактивные изотопы калия неизвестны. Поэтому проверка получаемых по Ar — K -методу возрастных значений для калиевого минерала каким-либо иным независимым путем, как это делается при исследовании урановых минералов по Pb^{207}/Pb^{206} , исключается.

Стронциевый метод крайне ограничен объектами своего применения из-за широкой распространенности обычного стронция в рубидийсодержащих минералах. Кроме того, при использовании недостаточно доброкачественного материала при исследовании минералов из районов распространения мягких вод, предопределяющих сравнительно легкую миграцию рубидия, могут также быть получены искаженные значения возраста. Это особенно свойственно регионам, отличающимся повышенным содержанием рубидия (Герлинг, Овчинникова, 1962).

Исходя из изложенных соображений, в Лаборатории геохимии изотопов Института геохимии и аналитической химии АН СССР им. В. И. Вернадского на протяжении последних 2 лет велись измерения горных пород Балтийского щита свинцово-урано-ториевым методом (рис. 1).

3) В данной работе наряду с измерением возраста интрузий, осуществленных по разным радиоактивным минералам (циркону, монациту, ортиту и т. д.), приведены также значения возраста для осадков, полученные по свинцово-свинцовым и свинцово-урановым отношениям в пробах слюдисто-сульфидного цемента кварцитов и аркозов, согласно ранее описанной методике (Бибикина и др., 1962; Тугаринов и др., 1963).

Фактический материал будет рассмотрен нами по отдельным районам, начиная с древнейших образований Балтийского щита [см. табл. 1, составленную по материалам Авдзейко (1955), Жирова и др. (1957), Жировой и др. (1961), Зыкова и др. (1956, 1957, 1962), Тугаринова и др. (1963)].

1. Кольский полуостров

а) **Центральная часть.** Под центральной частью Кольского п-ова мы подразумеваем бассейн среднего течения р. Вороньей — область выхода гранито-гнейсов и мигматитов кольской формации, относившихся ранее к свионию — нижнему архею, прорванных биотит-олигоклазовыми гранитами I группы (саамиды) и микроклиновыми гранитами II группы (свекофениды), согласно стратиграфической схеме, принятой Л. Я. Харитоновым и И. С. Оживским.

По последним представлениям А. А. Полканова и Э. К. Герлинга, основанным на определениях абсолютного возраста горных пород аргоновым методом, в этом районе широко развиты древние ядра катархея на площади 52×17 км, представленные мигматизированными гранито-гнейсами и рвущими их плагиогранитами и микроклиновыми гранитами. Оценка возраста этих пород, по данным Э. К. Герлинга, превышает 3.5 млрд лет (Полканов, Герлинг, 1960б). В то же время окаймляющие эти ядра гнейсы саамид показывали значения возраста по Ag—K-методу 2.5—2.8 млрд лет.

Специально проведенные для этого района исследования возраста различных акцессорных радиоактивных минералов свинцово-урано-ториевым методом из немигматизированных биотит-олигоклазовых гранитов I группы, микроклиновых гранито-гнейсов II группы и пегматитов показали удивительное постоянство значений возраста, определяемое в $2800 \pm \pm 50$ млн лет (табл. 1). Важно отметить, что эти значения возраста были получены по отношениям Pb^{207}/Pb^{206} для всех без исключения минералов (монацит, циркон, танталит). При этом в одном случае монацит и циркон были отмыты из одной и той же пробы пегматоидного микроклинового гранита, получившего оценку возраста по Ag—K-методу в 3500 млн лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

Чтобы устранить возможные ошибки вычисления возраста при внесении поправки на обыкновенный свинец, нами использовался для этой цели изотопный состав свинца, выделенного из микроклина одной из исследованных проб. Поскольку в микроклине содержание свинца превышало на 2 порядка содержание тория и урана, возможной добавкой радиогенного свинца в нем можно было пренебречь.

По грубому свинцовому методу (методу обыкновенного свинца) свинец микроклина также показал близкие значения возраста — 2650—2800 млн лет (табл. 3). Поскольку все изученные массивы отличались несомненной общностью происхождения и сравнительной близостью расположения, можно было предположить, что они характеризуются распространенностью обыкновенного свинца одного и того же состава, т. е. были основания применить ранее описанный метод вычисления абсолютного возраста минералов по изохроне в координатах $Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204}$ (Houtermans, 1960).

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Аг—К-методу (в млн. лет)	Содержа (в вес.)	
						РЬ	U
I. Коль							
а) Центральная часть Кольского							
1	Балт 16 10/60.	Река Воронья, в 2 км ниже Б. Верхнего порога.	Циркон из нематизированных биотит-олигоклазовых гранитов I группы.	И. В. Бельков.	2300— 2650	0.01	0.024
2	Балт 15 4/60.	Река Воронья, г. Нарымуайв.	Монацит из микроклиновых гранитов II группы Мурманского блока.	То же.	2300— 3000	1.16	0.14
3	Балт 18 71/60.	Река Воронья, 1 км ниже Б. Верхнего порога.	Монацит из пегматоидного прожилка микроклинового в олигоклазовом гранито-гнейсе.	»	3500	1.44	0.15
4	Балт 19а 71/60а.	Там же.	Циркон из аналогичного пегматоида.	»	3500	0.033	0.087
5	Балт 19б 71/60б.	»	Монацит из того же прожилка.	»	3500	2.15	0.15
6	Балт 11.	Река Воронья, в 20 км восточнее Вороньего погоста.	Танталит из пегматитов в гранитах II группы.	Матиас.		0.101	0.094
Поправка на свинец							
7	Балт 24.	Река Воронья, Верхний порог.	Микроклин из гранита II группы.	Матиас.		—	—
б) Северо-западная часть							
8	Балт 20 С-3656.	К сев.-зап. от пос. Мурмаши, р. Медвежья.	Монацит из пегматитовых жил, секущих и согласно залегающих в полевошпат-амфиболовых гнейсах.	Е. С. Антониюк.	—	0.90	0.035
9	Балт 6 З-Б.	Р-н массивов Гремяхо-Вырмес.	Циркон из микроклиновых гранитов II группы, мигматизирующих олигоклазовые гнейсограниты и мигматиты.	И. В. Бельков.	—	0.0083	0.091
10	Балт 5 обр. 5.	Р-н массива Гремяхо-Вырмес.	Циркон из щелочных гранитов, прорывающих в виде плутония олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты.	То же.	1670	0.033	0.139
11	Балт.	Р-н оз. Б. Лапоть, в 20 км юго-восточнее г. Мурманска.	Уранинит из щелочных пегматитов, залегающих в амфиболитах.	Е. С. Антониюк.		17.4	57.5
12	Балт.	Там же.	Уранинит из Колумбитовых пегматитов.	Матиас.		16.15	51.8

Таблица 1

ние %	Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Приме- мый возраст (в млн лет)	Источник
	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$		
ский п-ов										
п-ова (р-н р. Вороньей)										
0.025	0.35 (1)	62.88 (180)	15.97 (45.6)	20.80 (59.4)	1600	2155	2760	806	2800	Зыков, Тугаринов и др., 1962.
9.6	0.01 (1)	5.13 (513)	1.10 (110)	93.76 (937.6)	2540	2680	2790	2430		Там же.
9.12	0.004	5.1	1.02	93.88	2870	2830	2790	3130		»
0.092	0.07 (1)	72.50 (1036)	14.68 (210)	12.75 (182)	1770	2280	2790	830		»
11.53	0.11 (1)	7.17 (65.2)	2.63 (24.0)	90.09 (820)	4000	3260	2700	3370		»
0.006	0.04 (1)	81.54 (2038)	15.80 (395)	2.62 (65.5)	4560	3370	2760	4120		Жирова, Зыков и др., 1961.
микроклина										
—	1	13.7	14.6	33.5					2800	
Кольского п-ова (р-н г. Мурманска)										
6.25	0.01 (1)	2.41 (241)	0.58 (58)	97.00 (9700)	3350	3000	2790	2950	2800	Зыков, Тугаринов и др., 1962.
0.032	0.11 (1)	71.60 (650)	14.75 (134)	13.54 (123)	466	1088	2750	562		Жирова, Зыков и др., 1961.
0.142	0.49 (1)	57.48 (117)	12.95 (26.5)	29.08 (59.0)	836	1150	1840	603		Жирова, Зыков и др., 1961.
—	0.031 (1)	88.58 (2850)	10.30 (332)	1.09 (35.0)	1760	1790	1840	—	1850	Зыков, Тугаринов и др., 1962.
—	0.004	89.29	9.72	0.99	1860	1820	1810	—		Жирова, Зыков и др., 1961.

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar—K-методу (в млн лет)	Содержа (в вес.)	
						Pb	U

в) Южная часть Кольского

13	Балт 8 546.	Средн. течение р. Умбы, севернее Кан-озера.	Циркон из олигоклазового гранито-гнейса (I группы).	И. В. Бельков.	1800	0.020	0.034
14	Балт 17 521а.	Река Умба, Карельский порог (в 6 км выше Кан-озера).	Монацит из плагио-микроклинового пегматоидного гранита, секущего олигоклазовый гранито-гнейс.	То же.	1800	3.35	0.65
15	Балт 9 521.	Там же.	Циркон из того же гранита.	»	1800	0.010	0.057
16	Балт 4 458.	Р-н Кан-озера.	Циркон из щелочного гранита.	»	1800	0.044	0.150

г) Восточная часть

17	Балт 7.	Река Повой (восточная часть Кейв).	Циркон из микроклиновых гранитов III группы.	И. В. Бельков.	—	0.012	0.061
18	Балт 3.	Западные Кейвы.	Циркон из щелочных гранитов, прорывающих олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты.	То же.	1720— 1680	0.012	0.093
19	Балт 10.	Центральные Кейвы.	Циркон из пегматитов.	»	1720— 1680	0.048	0.220

Введенная поправка на свинец—

II. Каре

а) Северная Каре

20		Черная Салма.	Монацит из пегматита, залегающего среди беломорских гнейсов.	К. К. Жиров.	1900	0.46	0.42
21		Там же.	Уранинит из такого же пегматита.	То же.		17.2	57.1
22		»	То же.	»		17.53	62.3
23		Хето-Ламбино.	»	»		14.8	57.3
24		Лапсиева Губа.	»	»		13.9	60.0
25		Там же.	»	»		11.48	79.78
26		Каменная Тайбо-ла.	»	»		16.58	55.9
27		Расчистка Чкалова.	Монацит из пегматита, залегающего среди беломорских гнейсов.	»	1900	0.86	0.49
28		Там же.	То же.	»		0.805	0.134
29		»	»	»		1.03	0.069
30		»	»	»		0.93	0.112

Таблица 1 (продолжение)

вие %	Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принимас- мый возраст (в млн лет)	Источник
	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
п-ова (р-н р. Умба)										
—	0.15 (1)	71.0 (470)	15.14 (101)	13.71 (81)	2500	2650	2760	—	2800	Жирова, Зыков и др., 1961.
19.6	0.07 (1)	25.49 (364)	3.66 (52)	70.78 (1011)	5840	3190	1780	2510	1860	
—	0.09 (1)	81.01 (900)	10.26 (114)	8.64 (96)	980	1280	1860	—		1860
0.067	0.42 (1)	61.22 (147)	13.55 (32)	24.81 (59)	1110	1515	2175	1414		
Кольского п-ова										
0.048	0.47 (1)	56.97 (121)	15.13 (32)	27.43 (59)	700	1280	2510	600	2500	Жирова, Зыков. и др., 1961.
0.063	1.31 (1)	26.97 (20.6)	20.75 (15.8)	50.97 (38.1)	неопределенность?					
—	0.18 (1)	78.23 (435)	10.94 (60.0)	10.55 (58.0)	1138	1380	1810	—	1800	Там же.
гиленитов Кольского п-ова										
ля										
ля (Беломорье)										
6.84	0.099 (1)	22.08 (220)	365 (37)	100 (1100)	1250	1460	1800	1120	1860	Жиров, Зыков и др., 1957.
—	0.03	100.0	11.26	1.82	1760	1800	1850	—		
0.59	0.005	100.0	11.10	1.00	1680	1740	1820	>3500	1860	Тугаринов, Биби- кова и др., 1962. Авдзейко, 1955.
—	0.015	100.0	11.09	1.32	1550	1680	1850	—		
—	0.012	100.0	10.82	0.23	1420	1550	1800	—	1860	Там же. Авдзейко, 1955.
0.14	0.005	100.0	10.86	0.20	1050	1300	1800	3100		
1.28	0.005	100.0	11.25	0.72	1760	1800	1870	1800	1860	Там же.
7.01	0.14 (1)	23.13 (151)	4.24 (30)	100.0 (555)	1900	1800	1710	1930		
8.64	0.036 (1)	6.44 (180)	1.12 (33)	100.0 (2800)	2130	1880	1640	1830	1860	»
11.26	0.024 (1)	3.12 (130)	0.61 (25)	100.0 (4170)	2500	2000	1520	1850		
9.87	0.044 (1)	8.43 (190)	1.50 (34)	100.0 (2300)	3400	2500	1790	1800	1860	»

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Ar-K-метод (в млн лет)	Содержа (в вес.	
						Pb	U
31		Расчистка Чкалова.	Уранинит.	К. К. Жиров.		17.85	63.3
32		Беломорье. Койта-Тундра.	Ортит.			В. В. Фиженко.	0.17
33		Там же.	Уранинит.	То же.	19.87	58.94	
34		»	Циртолит.	»			0.35
35		Тодийо-озеро.	Монацит.	К. К. Жиров.		0.41	0.59
36		Там же.	Ортит.			То же.	0.175
37		»	Карбуран.	»	2.10	10.12	
38		»	Ксенотим.	И. Б. Иванов.	1.06	3.25	
39		»	Уранинит.	То же.	14.6	67.4	
40		Перти-Варака.	Карбуран.	К. К. Жиров.			1.86
41		Медведка.	Сфен.	То же.	0.003	0.0066	
42		Алакургти.	Монацит.	»	0.30	0.12	
43		»	Ортит.	»	0.123	0.071	
44		»	Виикит, черная разность.	»	0.18	8.51	
45		»	Виикит, желтая разность.	»	0.44	8.14	
46	Балт 13.	Елеть-озеро.	Циркон.	А. А. Кухаренко.	1800	0.022	0.048
47	Балт 12.	»	Ортит.				
48	Балт 14.	»	Пирохлор.	»	0.385	0.935	

б) Юго-Западная Карелия

49		Имплахти (Северное Приладжье).	Циркон из пегматов, переслаивающих гнейсы ладожской формации.	К. К. Жиров.	1750	0.37	0.24
50		Р-н Таш-озера, Юго-Западная Карелия.	Циркон из гранитов рапакиви	А. И. Тугаринов.	1500	0.028	0.095
51		Южная Финляндия, Бостом.	Циркон из посткинематических калиевых гранитов.	О. Коуво.	1600	0.0163	0.050
52		Южная Финляндия, Онас.	То же.	»	1600	0.0089	0.0290
53		Южная Финляндия, Лятти.	Циркон из рапакиви.	»	1600	0.0143	0.0500
54		Вирройки, Южная Финляндия.	»	»	1600	0.0114	0.0380
55		Южная Финляндия.	»	»	1600	0.005	0.0231

Таблица 1 (продолжение)

нпс %)	Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Примас- ный возраст (в млн лет)	Источник
	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸ U ²³⁸	Pb ²⁰⁷ U ²³⁵	Pb ²⁰⁷ Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁸ Th ²³²		
2.16	0.005	11.36	1.74	100.0	1660	1760	1880	2500	1860	Авдзейко, 1955.
1.75	0.05	35.65	4.55	59.75	1700	1740	1810	2330	1860	Зыков, Ступникова, 1956.
—	0.02	82.27	9.89	1.82	1920	1860	1820	—		Там же.
0.85	0.06	64.04	7.98	27.92	1810	1790	1850	2240		»
5.65	0.06	36.61	4.80	100	1220	1440	1860	1080		Жиров, Зыков и др., 1957.
1.49	0.198	57.22	8.82	100	1850	1830	1850	1430		Там же.
—	0.03	100.00	11.26	1.37	1250	1460	1850	—		»
0.50	0.04	100.00	11.46	6.50	1800	1830	1810	1900		Зыков, Жиров и др., 1957.
—	0.02	100.00	11.73	2.08	1300	1530	1910	—		Там же.
—	0.02	100.0	11.23	0.71	1480	1655	1900	—		Жиров, Зыков, Жирова, Ступникова, 1957.
—	0.93	100.0	22.96	34.07	1650	1740	1800	—		Там же.
2.45	0.02	15.52	2.03	100	2040	2020	1920	2200	»	
1.10	0.068	19.38	2.98	100	1700	1570	1800	1880	»	
0.52	0.09	100	10.70	6.26	130	237	1550	175	»	
0.66	1.01	100	22.92	43.50	192	337	1550	535	»	
0.29	0.24	36.64	7.84	55.28	1190	1570	2130	802	Зыков, Тугаринов и др., 1962.	
0.66	0.14	4.26	2.26	93.34	1044	1000	1330	1760	Там же.	
0.265	0.06	83.32	10.21	6.41	2130	1975	1870	1360	»	

(в Южная Финляндия)

5.66	0.108	15.08	3.05	100	1230	1440	1830	1140	1830	Жиров, Зыков и др., 1957.
0.032	0.15	77.81	9.44	12.60	1480	1500	1550	1440	1550	Тугаринов, Зыков, Бибилова, 1963.
0.0174	0.057	100	10.9	11.29	1590	1620	1675	1530	1660	Kouvo, 1958.
—	0.260	100	13.66	19.82	1460	1543	1670	±35		Там же.
—	0.16	100	12.31	17.82	1470	1550	1670	±30		»
—	0.18	100	12.36	17.77	1490	1550	1637	±30		»
—	0.06	100	10.82	17.93	1165	1350	1650	±68		»
—	0.06	100	10.82	17.93	1165	1350	1650	±100		»

№ п/п	№ образца	Место взятия образца	Геологическая характеристика	Автор коллекции	Значение возраста по Аг — К-методу (в млн лет)	Содержа (в вес.	
						Pb	U
						в) Юго-Восточная	
56	Балт 1442.	Сельга-озеро.	Кварцито-песчаник.	А. И. Тугаринов.	—	0.008	0.0086
57	Балт 1428.	г. Петрозаводск, Каменноборский карьер.	То же.	То же.	—	0.018	0.01
58	Балт 1428.	Западное Прионежье, 60 км южнее г. Петрозаводска.	»	»	—	0.012	0.0134

Как и следовало ожидать, результаты оказались весьма близкими к полученным аналитическим путем. Изохрона, соединив все точки отдельных определений возраста, прошла также через точку, отвечавшую характеристике изотопного состава свинца, на который вносилась поправка. Тангенс угла наклона, равный 0.187, показал значение возраста 2770 млн лет, т. е. весьма близкое к принятому — 2800 млн лет.

Полученный результат заставляет думать, что для указанного района пока нет основания предполагать существование магматических проявлений более древних, чем вышеназванные породы. Дата 2800 млн лет имеет, как известно, большое общепланетарное значение как время наиболее раннего магматизма, зафиксированного в ряде докембрийских щитов. Соответственно различные типы интрузий данного района и пегматоидные проявления, несмотря на отмечаемую геологическими наблюдениями последовательность их внедрения, должны быть отнесены к единой эпохе магматизма.

Сама вмещающая эти интрузии и интенсивно мигматизированная толща кольских гнейсов, отнесенная А. А. Полкановым к нижним саамидам (Полканов, Герлинг, 1960б), в настоящее время не может быть успешно датирована. Во всяком случае, время ее регионального метаморфизма, судя по равномерному и интенсивному характеру его проявления на протяжении всей толщи гнейсов, независимо от прорывающих магматических тел, и время седиментации ее может оказаться значительно древнее 2800 млн лет. Поэтому, возможно, было бы целесообразно именно за этой толщей древнейших в Балтийском щите гнейсов сохранить название катархея, отнеся термин «саамиды» к прорывающим ее интрузиям возрастом 2800 млн лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

б) Северо-западная часть. В районе г. Мурманска достаточно подробно описаны геологические соотношения толщи кольских гнейсов, протягивающихся из бассейна р. Вороньей в северо-западном направлении, и рвущих их гранитоидов и пегматитов различного состава.

Как об этом свидетельствует табл. 1, в районе пос. Мурмаши отмечаются микроклиновые граниты и пегматиты того же древнего возраста, что и в бассейне р. Вороньей. Однако плутон щелочных гранитов Гремяха-Вырмес, прорывающий олигоклазовые гнейсограниты, и генетически связанные со щелочными интрузиями пегматиты явно относятся к более поздней эпохе. Абсолютный их возраст оценивается в 1850 ± 50 млн лет.

Эта дата достаточно близко совпадает с ранее полученными определениями Аг — К-методом (Полканов, Герлинг, 1960б).

Таблица 1 (продолжение)

вс %	Изотопный состав Pb				Значение возраста (в млн лет)				Принимае- мый возраст (в млн лет)	Источник
	Th	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	$\frac{Pb^{208}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{208}}$		

Карелия (Прионежье)

He опр.	0.40 (1)	59.05 (147.5)	12.04 (30)	28.5	2940	2345	1850	—	1990	Тугаринов, Зыков, Бибилова, 1963. Там же.
То же	0.87 (1)	29.35 (33.4)	15.7 (18.0)	54.08	1930	2200	2420	—		
»	0.93 (1)	46.84 (50.0)	17.98 (19.2)	34.25	1935	1900	1940	—		

в) Южная часть. В районе Кан-озера наблюдается картина соотношения геологических формаций, весьма близкая к ранее описанной в Мурманском районе.

В бассейне р. Умбы, севернее Кан-озера, толща олигоклазовых гнейсогранитов (Г группа?) пересекается монацитоносными плагиоклаз-микроклиновыми гранитами и щелочными гранитами наиболее позднего типа.

Возраст олигоклазовых гранито-гнейсов был оценен в предшествующих работах свинцово-урано-ториевым методом по циркону в 2800 млн лет (Жирова и др., 1961). В то же время измерение возраста слюд из того же массива аргоновым методом показало, по-видимому, дату метаморфизма этих гранито-гнейсов, вызванного вторжением более юных пегматоидных и щелочных гранитов, 1800 млн лет. Действительно, именно такого порядка значения возраста, хотя и менее определенные по своей точности, были получены свинцово-урано-ториевым методом по монациту и циркону, выделенным из одних и тех же пегматоидных гранитов, и по циркону щелочных гранитов. Значительный разброс цифр (от 1780 до 2170 млн лет), вероятно, связан с особым положением района, в котором оказались совмещенными интрузии различных эпох. Возможное влияние унаследованной минерализации при замещении или ассимиляции древних пород юными могло существенно отразиться на полученных цифрах, особенно при использовании изотопного отношения Pb^{207}/Pb^{206} .

Попытка использовать для оценки возраста графический метод (рис. 2) показала, что значения изотопного состава свинца циркона и монацита легли на одну изохрону, отвечающую возрасту 1860 млн лет, т. е. отвечающую ранее вычисленному значению возраста пегматоидного плагио-микроклинового гранита.

Несколько отклоняющееся значение возраста щелочного гранита может свидетельствовать как о ранее отмеченном эффекте унаследования, так и о большой ошибке измерения, причина которой лежит в высоком содержании в минерале обыкновенного свинца при сравнительно малом содержании свинца радиогенного.

Во всяком случае, до проведения дополнительных экспериментов и получения статистически достаточного числа цифр вопрос о возрасте щелочных интрузий этого района остается открытым. По геологическим наблюдениям, они должны быть несколько моложе пегматоидных плагио-микроклиновых гранитоидов, т. е. их возраст < 1860 млн лет.

Весьма характерно, что сопоставление результатов, полученных для района р. Умбы и двух предыдущих районов, однозначно свидетельствует о недопустимости отнесения микроклиновых гранитоидов ко II группе. По-видимому, вполне справедливым было одно из равных предположений Н. Г. Судовикова (1939) о существовании микроклиновых гранитов, представляющих фацию олигоклазовых гранитоидов. К таковым, вероятно, и относятся микроклиновые гранитоиды района пос. Мурмаши и р. Вороньей в отличие от явно поздних плагио-микроклиновых гранитоидов р. Умбы. Последние, как мы это увидим далее, по существу, относятся к посткарельским или постсвекофенским образованиям, ранее именовавшимся гранитоидами III группы. Соответственно целесообразность со-

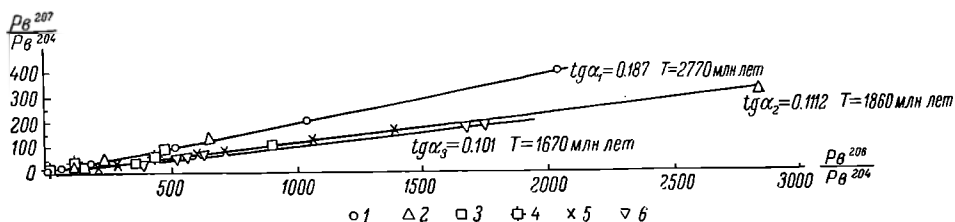


Рис. 2. Диаграмма проведенных измерений абсолютного возраста пегматитов Беломорья в координатах $Pb^{207}/Pb^{206} : Pb^{208}/Pb^{204}$.

1 — расщипка Чкалова; 2 — Медведка; 3 — Елеть-озеро; 4 — Алакуртти; 5 — Тедино-озеро; 6 — Койта-тундра.

хранения подразделения гранитоидов на группы в старом понимании весьма сомнительна.

г) **Восточная часть.** На крайнем востоке Кольского п-ова в основной свите кейв широко распространены микроклиновые и плагиоклазовые граниты и гранодиориты.

Определение циркона одного из подобных гранитоидов, относимого И. В. Бельковым к микроклиновым гранитам третьей группы, показало сравнительно высокое значение возраста по Pb^{207}/Pb^{206} (2560 млн лет). Ошибка в вычислении возраста в данном случае достаточно велика из-за больших содержаний обыкновенного свинца, поправка на который вводилась по свинцу условного изотопного состава, поскольку свинец микроклина из этого массива не изучался, а свинцовые рудопроявления в районе отсутствуют. Тем не менее следует думать, что возраст массива заведомо древнее 2500 млн лет. Это исключает вероятность отнесения данного гранитоида к третьей группе, а заставляет рассматривать его как одну из интрузий, слагающих саамский фундамент региона.

Еще менее достоверными оказываются результаты измерения возраста циркона из пегматитов Западных Кейв, в которых радиогенный свинец составляет всего 25% свинца минерала!

Единственно надежным определением для этого района является измерение по третьему образцу цирконов из аналогичных пегматитов, указывающих на 1810 млн лет как на возраст пегматитов, прорывающих метаморфические толщи свиты кейв.

Эти хотя и несовершенные данные имеют тем не менее весьма важное значение, так как совместно с результатами измерения гнейсо-гранитов бассейна р. Вороньей позволяют уверенно отнести свиту кейв и подстилающие ее толщи полмос и порос к геологической формации, возникшей в интервале 2800—1800 млн лет.

II. Карелия

а) Северная Карелия. Оценка возраста беломорской формации, распространенной в пределах Северной Карелии и представленной сложным комплексом гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов, давалась неоднократно.

Суммированный в табл. 1 материал, принадлежащий различным исследователям, характеризует возраст пегматитов и щелочных гранитоидов, прорывающих толщу беломорских гнейсов.

На рис. 2 и 3 графически отражена исключительно хорошая сходимость полученных результатов измерения возраста, несмотря на то что для сопоставления использовались разнородные данные, полученные в различных лабораториях.

На рис. 3 данные изотопного состава свинца всех радиоактивных минералов пегматитов нанесены на диаграмму в координатах Pb^{207}/Pb^{204} :

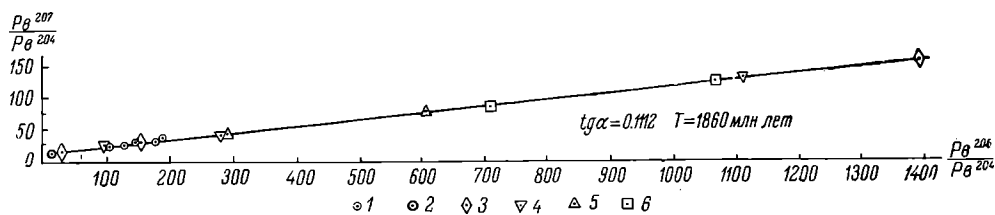


Рис. 3. Диаграмма проведенных измерений абсолютного возраста в координатах Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204} с изохронами трех главных эпох магматизма в Балтийском щите.

1 — бассейн р. Вороней; 2 — район г. Мурманска; 3 — бассейн р. Умбы; 4 — восточная часть Кольского п-ова; 5 — пегматиты Беломорья; 6 — рапакви Южной Финляндии и Юго-Западной Карелии.

: Pb^{206}/Pb^{204} и легли, за небольшим исключением (виикиты Алакуртти), на одну изохрону, отвечающую возрасту 1860 млн лет.

Изотопный состав свинца нескольких галенитов в том случае, если свинец явно не был аномальным, указывает на достаточное постоянство его в различных удаленных друг от друга объектах и, следовательно, оправдывает использование графического метода для расчета возраста.

Поскольку при явлениях частичной потери радиогенного свинца, отмечаемой в радиоактивных минералах пегматитов Беломорья, изотопное отношение Pb^{207}/Pb^{206} указывает на наименьший предел вероятного истинного возраста, полученная цифра 1860 млн лет по существу не противоречит ранее принятому значению возраста для беломорских пегматитов, равному 1900 млн лет.

Однако мы считаем необходимым сразу же подчеркнуть, что это лишь верхний возрастной предел беломорской формации гнейсов, но отнюдь не время ее метаморфизма или тем более время седиментации исходных осадков, за счет которых она возникла.

О том же верхнем пределе возраста говорят и полученные в последнее время для возраста щелочных пегматитов Ельть-озера, показавшие устойчивые значения возраста около 1860 млн лет (Зыков, Тугаринов и др., 1962).

Попытка оценки возраста беломорской формации по изотопному составу обыкновенного свинца, для нее характерного, приводит к противоречивым результатам, варьирующим от 2450 до 1900 млн лет (табл. 3). Следовательно, прямые определения возраста собственно беломорской формации до сих пор отсутствуют. Пока лишь можно утверждать, что время ее седиментации ≥ 1860 —1900 млн лет.

б) Юго-Западная Карелия и Южная Финляндия. В этом исключительно важном для геохронологии Балтийского щита районе, где смыкаются структуры карелид и свекофенид, до сих пор число проведенных измерений свинцово-урано-ториевым методом явно недостаточно.

Используя для этого района главным образом материалы О. Коуво (Kouvo, 1958), можно говорить о широком развитии интенсивной магматической деятельности около 1660 млн лет назад, выразившейся в формировании интрузий платформенного типа. Любопытно, что полученное нами определение для наиболее восточного выхода рапакиви в районе Ташозера, близ Улялеги, показало еще более юное значение возраста 1550 млн лет.

О. Коуво (Kouvo, 1958), помимо подробных данных о возрасте цирконов из посткинematических гранитов (рапакиви и полевошпатовых гранитов, см. табл. 1), ссылается также на ряд полученных им возрастных значений для гранитоидов свекофенид и карелид по аксессуарным урано-ториевым минералам по изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{206} , не приводя для них аналитических данных. Эти значения воспроизведены нами в табл. 2.

Обращает на себя внимание значение возраста циркона из гнейсо-гранита Соткума (близ Оутокумпу), указывающее на развитие среди относи-

Таблица 2
Возраст интрузий свекофенид и карелид
Южной Финляндии
(Kouvo, 1958)

Местоположение интрузии	Порода	Минерал	Возраст (в млн лет)	
			по $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	по $\frac{Sr^{87}}{Rb^{87}}$
Свекофениды				
Хемеенлинна.	Гранодиорит.	Циркон.	1845 ± 30	1820 ± 45
Урьяла.	»	»	1860 ± 34	
Калайоки.	Кварцевый диорит.	»	1790 ± 40	
Карелиды				
Каави.	Олигоклазовый гранит.	Циркон.	1845 ± 45	1780 ± 47
	То же.	Монацит.	1735 ± 80 20000	
	Микроклиновый гранит.	Циркон.	1750 ± 75	
Полвиярви, Соткума.	Гнейсогранит.	»	2530 ± 38	1804 ± 40

мых к карелидам толщ гранитоидов с минимальным возрастом 2500 млн лет.

Характерно, что эти же значения повторяются при оценке возраста по обыкновенному свинцу обнаруженных в районе Оутокумпу галенитов, имеющих гораздо более обедненный радиогенными изотопами свинца изотопный состав, чем галениты свекофенид. Это максимальное значение возраста, характеризующее наиболее восточный выход фундамента в пределах Финляндии, уже в области распространения карелид, достаточно близко совпадает с аналогичными значениями возраста, полученными Э. К. Герлингом для отдельных выходов архейского фундамента в Центральной Карелии (р-н Улялеги — 2530, Суна — 2520—2870, Бергаул — 2200—2450 млн лет).

В то же время все измерения возраста в пределах свекофенид упорно показывают 1750—1850 млн лет, т. е. повторяется та же картина, которую мы отмечали ранее при характеристике возраста магматических проявлений среди беломорской формации. В предполагаемой древнейшей толще Балтийского щита широко распространены интрузии лишь послекарельского возраста(!?).

О. Коуво отмечает, что в области распространения карелид подстилающий их древний фундамент обнаруживается сравнительно легко, но он до сих пор не может быть твердо установлен среди свекофенид (Коуво, 1958).

Складывается парадоксальное впечатление, что ранее считавшиеся древнейшими области беломорской формации и свекофенид Южной Финляндии выглядят гораздо более юными, чем область карелид, где столь отчетливо просматривается саамский фундамент.

в) Юго-Восточная Карелия (Западное Прионежье). О возрасте верхнедокембрийских осадков — кварцитов и кварцитопесчаников Западного Прионежья, относимых к иотнию, и подстилающих их эффузивов Суйсари до последнего времени существовали весьма противоречивые представления.

А. А. Полкановым и Л. Я. Харитоновым (1953) была сделана попытка отнести эти осадки к зокембрию. В то же время К. О. Кратц (1955) рассматривал их как отложения поздних моласс карелид.

Проведенное изучение урано-свинцовых соотношений и изотопного состава свинца в цементе кварцито-песчаников каменноборской серии по образцам, собранным в Каменноборском карьере и в 60 км южнее г. Петрозаводска, а также кварцитопесчаников из района Сельга-озера, в 150 км западнее Медвежьегорска, позволили подойти к оценке их возраста — времени седиментации (Тугаринов и др., 1963).

По изотопному отношению Pb^{207}/Pb^{206} время седиментации этих песчаников или, точнее, раннего их эпигенеза, приведшего к сорбции урана, датируется минимально 1900 млн лет.

Следует отметить, что ряд более ранних косвенных определений абсолютного возраста тех же толщ аргоновым методом упорно указывал на аналогичные значения возраста этих осадков. Так, Г. А. Казаковым для алевритов каменноборской свиты (скв. Коноша, северо-запад Русской платформы) был измерен возраст глауконитов, оказавшийся равным 1650 млн лет. Возраст габбро-диабазов, секущих отложения петрозаводской серии в районе Роп-ручья, по данным Н. И. Полевой, оказался равным 1830 млн лет и т. д. (устные сообщения).

Полученные результаты явно свидетельствуют о том, что эти осадки, несмотря на их весьма пологое залегание и исключительно слабый метаморфизм, относятся к весьма древним образованиям, формировавшимся в условиях платформенного режима, и во времени, в пределах точности измерения, совпадает с бурным магматизмом, развивавшимся в геосинклинальных областях карельского времени.

Заключение

Рассмотренные возрастные данные по отдельным регионам восточной части Балтийского щита, видимо, позволяют снова критически пересмотреть некоторые представления о структуре и стратиграфии докембрия Балтийского щита.

Действительно, чисто статистическое распределение возрастных данных на рассматриваемой территории создает картину совершенно противоположных соотношений между древними ядрами и карельскими геосинклиналями, чем это до настоящего времени было принято (Кратц, 1955) (рис. 4). В чем же дело?

Несмотря на всю кажущуюся неправдоподобность такой картины, есть ряд прямых геологических наблюдений, указывающих на необходимость пересмотра существующих стратиграфических соотношений выделяемых крупных формаций.

И. А. Вологовской отмечаются существенные отличия беломорских гнейсов от кольских, выражающиеся в отсутствии среди беломорид магне-

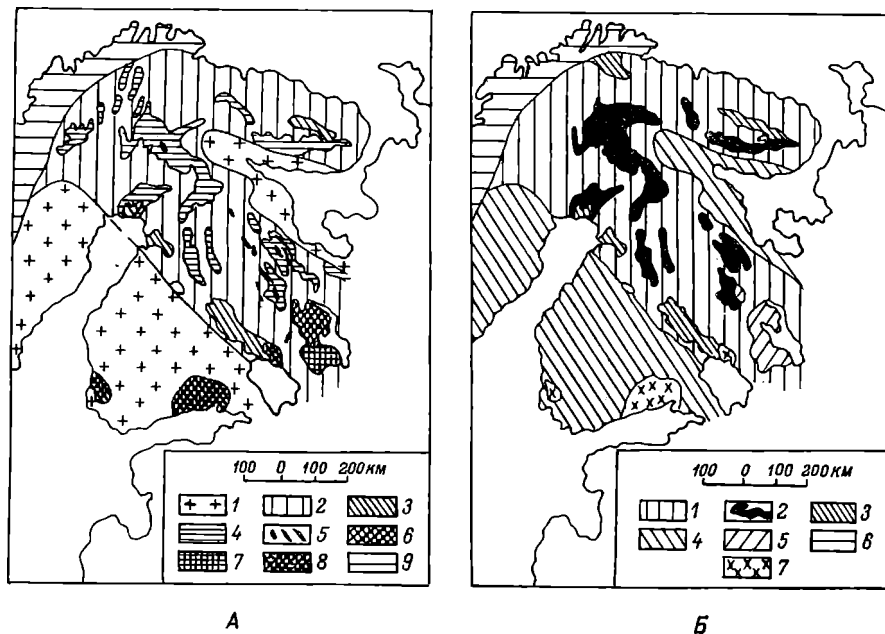


Рис. 4. Сравнительные схемы структур восточной части Балтийского щита по К. О. Кратцу (1955) и по данным измерений абсолютного возраста.

Карта А (по К. О. Кратцу): 1 — архейские массивы; 2 — область карельской складчатости; 3 — осадочные комплексы нижнего карелия флишевого характера; 4 — вулканогенные и осадочно-вулканогенные комплексы нижнего карелия; 5 — обломочные осадочные породы верхнего карелия; 6 — вулканогенные (частью осадочные) породы верхнего карелия; 7 — иотийские песчаники; 8 — граниты рапакиви; 9 — область каледонской (частью рифейской) складчатости.

Карта Б (по данным измерений абсолютного возраста): 1 — древнейшее кристаллическое основание Балтийского щита > 2800 млн лет; 2 — нижние карелиды; вулканогенные и железорудные серии > 2600 млн лет (?) (по аналогии с криворожской серией Украины); 3 — осадочные комплексы карелид флишевого характера > 1900 млн лет; 4 — метаморфические породы Южной Финляндии и Беломорья > 1900 млн лет; 5 — петровзаводская толща (верхние карелиды), 1900 млн лет; 6 — каледониды и рифейды; 7 — граниты рапакиви.

титовых руд, характерных для последних, на что еще в тридцатых годах обращал внимание А. А. Полканов.

Прямые наблюдения, характеризующие геологические взаимоотношения кольских и беломорских гнейсов, с одной стороны, и беломорских гнейсов с карелидами, с другой, отсутствуют. Состав толщ беломорских гнейсов и свекофенид Южной Финляндии отличается некоторыми общими чертами. Это выражается прежде всего в огромных мощностях осадков, минимально достигающих 12—15 тыс. м, существенной роли в них исходно осадочных образований и, в частности, появлении в них в верхних частях разреза карбонатных толщ (что не типично для глубокого архея!).

В отдельных участках беломорская толща, имеющая северо-западное простирание, характеризуется складками, опрокинутыми вовнутрь зоны, указывающими на погружение и сжатие геосинклинальной структуры.

Интенсивная гранитизация осадков, вызывающая появление широко распространенных пегматитов и гранито-гнейсов, следящих корневые

части этих толщ и обуславливающих интенсивный метаморфизм оставшейся верхней части отложений, — все это явно указывает на гессинклинальный характер толщи, сформировавшейся в эпоху, непосредственно предшествовавшую развитому в ней магматизму.

Как уже отмечалось выше, отсутствие следов, доказанных измерениями абсолютного возраста интрузий более древних как в Финляндии, так и Беломорье, позволяет рассматривать эти формации как позднеархейские осадочные толщи, накопление которых завершилось непосредственно перед начавшимся магматизмом, датированным 1900 млн лет.

Весьма характерно, что в пределах собственно карелид (в старом понимании этого термина) в районах Центральной Карелии интрузии аналогичного возраста (массивы Хаутовара, Карташи) заметно отличаются своим платформенным характером. Это четко выраженные плутоны обычно относительно небольших размеров, повышенной щелочности, со сравнительно слабо проявленными контактными явлениями.

Осадки карельской формации, согласно К. О. Кратцу (1955), разделяются на 3 серии: нижнюю, среднюю и верхнюю протерозойские. К нижней протерозое относятся осадочно-эффузивные породы, амфибол-биотитовые гнейсы, магнетитовые кварциты, залегающие на магматитах и гранитогнейсах, возраст которых минимально оценивается в 2500 млн лет аргоновым методом. Но ведь подобный состав толщ, представленный основными эффузивами и железистыми фациями во всех докембрийских континентах планеты, типичен для наиболее древних ядер!

В отличие от нижнего протерозоя средней протерозой характеризуется кварцитами, кварцито-серпичитовыми и мергелистыми сланцами, доломитами и амфиболитами. Если представить себе толщу приблизительно того же состава, претерпевшую интенсивный метаморфизм на достаточно больших глубинах, то после такого преобразования она могла бы оказаться вполне сопоставимой с кристаллическими породами беломорской формации.

В одной из своих ранних работ К. О. Кратц отмечал смену вулканогенных пород терригенными осадками в составе карелид по мере приближения к западной и восточной окраинам карельской меридиональной зоны, рассматривая это как одно из доказательств существования древних ядер (областей сноса!) в районах Южной Финляндии и Беломорья. По-видимому, дело обстоит иначе.

В табл. 3 нами приводится обобщенная характеристика изотопного состава свинца галенитов и свинецсодержащих минералов для различных районов Балтийского щита. Нами сознательно не учитывались свинцы аномального состава, обусловленные контаминацией радиогенного свинца пород. Эти свинцы в подавляющей своей части могут рассматриваться как выделившиеся из вмещающих толщ в результате метаморфизма. Поскольку в большинстве случаев такого рода вмещающими толщами служили породы с заведомо низким содержанием урана и тория (колчеданные тела, амфиболовые основные породы) при достаточно высоком содержании рассеянного свинца, можно полагать, что приведенные изотопные составы свинца могли в какой-то степени характеризовать каждую из выделенных формаций.

Не считая возможным на основании столь обобщенных значений изотопного состава свинца сделать какие-либо строгие выводы о возрасте этих толщ, следует тем не менее обратить внимание на весьма симптоматичные различия между разными группами свинцов.

Так, например, отчетливо выделяются как наиболее юные среди них свинцы свекофенид Шведской и особенно Центрально-Финляндской зон.

С другой стороны, к явно наиболее древним относятся свинцы нижних карелид и особенно гранито-гнейсов Кольской формации и залегающих

Таблица 3

Характеристика изотопного состава свинца галенитов, сульфидов, магнетитов и полевых шпатов некоторых районов Балтийского щита (Виноградов и др., 1959)

Район	Минерал	Среднее из числа определений	Изотопный состав Pb			Возраст (в млн лет)	
			$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	по $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	по $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
Шведская зона свекофенид.	Галениты и магнетит.	6	15.7	15.36	35.3	1900	1800
Центрально-Финляндская зона свекофенид.	Галениты.	9	15.9	15.6	36.0	1800	1500
Центральная и Восточная Карельские зоны.	Галениты, пирит-пирротиновые руды.	8	14.7	14.9	33.7	2400	2600
Беломорская зона.	Галениты.	3	14.6	14.9	35.12	2450	1900
Центрально-Кольская зона (р. Воронья).	Полевой шпат.	1	13.7	14.6	33.5	2800	2650
Мончегорское рудное поле.	Массивные магнетитовые руды.	1	13.64	14.56	32.24	2800	3300
То же.	Сульфиды жильных тел.	8	14.3	14.8	33.6	2600	2600

Примечание. Расчет возраста дан по А. И. Тугаринову (1961).

среди них ультраосновных пород Мончегорского плутона. Весьма своеобразное промежуточное положение занимают свинцы галенитов из пегматитов Беломорья, на перетолженный характер которых уже указывалось одним из авторов (Виноградов и др., 1959). Изотопный состав этих свинцов указывает, с одной стороны (по Pb^{206}/Pb^{204} и Pb^{207}/Pb^{204}), на вероятное нахождение их источника в породах нижнекарельского возраста, а по Pb^{208}/Pb^{204} — на возможное участие в их генезисе более юных формаций.

Об этом специфическом положении беломорских гнейсов писал В. М. Тимофеев (1935), отстаивая их верхнеархейский возраст.

Таким образом, современные сведения об абсолютном возрасте главных формаций Балтийского щита, которыми мы располагаем, позволяют серьезно ставить вопрос о пересмотре ряда принципиальных положений стратиграфии Балтийского докембрия. На рис. 4 приведены те принципиальные изменения, которые могут быть внесены в представления о структуре докембрия Балтийского щита.

В возрастном отношении, вероятно, следует искать аналогию, с одной стороны, между гнейсами кольской формации и кристаллического фундамента Центральной Карелии, а с другой — между свекофенидами, карелидами среднего протерозоя и гнейсами беломорской формации.

Выводы

1. Разработка геохронологии крупных докембрийских регионов с многофазовыми циклами магматизма и сопровождающими их явлениями метаморфизма требует привлечения всех существующих методов абсолютного датирования, как аргоново-калиевого, так и свинцово-ураново-ториевого и стронций-рубидиевого.

2. В настоящее время с определенной уверенностью в пределах восточной части Балтийского щита для докембрия можно выделить крупные

магматические события, относящиеся к следующим эпохам: 1) наиболее ранняя (родезийская) — 2800 ± 100 млн лет; 2) посткарельская (беломорская) — 1900 ± 100 млн лет; 3) наиболее поздняя (выборгская) — 1660—1550 млн лет.

3. Следует отвергнуть представления о длительности накопления карельской формации в течение 200—250 млн лет (в интервале 2000—1800 млн лет назад, согласно К. О. Кратцу).

Карелиды (в понимании К. О. Кратца) представляют собой сложную группу пород, формировавшуюся по крайней мере в течение 2700—1900 млн лет. По своим литологическим признакам и времени накопления они представляют собой типичный архей, согласно принятой шкале абсолютного времени.

4. Существование древнего цоколя (≥ 2800 млн лет) в центральной части Кольского п-ова и Центральной Карелии, отмечаемого внутри области распространения эффузивно-железородных толщ нижних карелид, отсутствующих в районах Южной Финляндии и Беломорья, не случайно. Обилие магматических проявлений в этих районах, относимых к 1800—1900 млн лет, заставляет весьма критически отнестись к ранним представлениям об этих районах как о древнейших сооружениях Балтийского щита. Отсутствие среди них типичных для архея железородных формаций скорее позволяет думать, что эти районы представляли собой геосинклинальные области накопления флишеидных толщ в среднекарельское время, полностью превращенных в результате активного магматизма 1900 млн лет назад в кристаллические породы гнейсо-гранитового и мигматитового состава.

5. Беломорская и свекофенская формации выступают аналогами кировоград-житомирских гнейсов и мигматитов на Украине, представляющих собой посткировоградские образования. Кироворожская толща в свою очередь может рассматриваться в качестве аналога нижних карелид.

Последние два тезиса являются в настоящее время особенно дискуссионными, хотя авторы не сомневаются в обоснованности предложенной ими трактовки структуры восточной части Балтийского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- А в д з е й к о Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. Тр. 3-й сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. форм., Изд. АН СССР, 1955.
- А р т е м о в Ю. М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского кряжа. Геохимия, № 2, 1963.
- Б и б и к о в а Е. В., А. И. Т у г а р и н о в, С. И. З ы к о в. О возрасте седиментации кироворожской толщи. Тр. XI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1962.
- В и н о г р а д о в А. П., К. Г. К н о р р е. О значении содержания аргона в ультраосновных породах. Тр. XI сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1962.
- В и н о г р а д о в А. П., Л. С. Т а р а с о в, С. И. З ы к о в. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, 1959.
- В я р ю н е н Х. Кристаллический фундамент Финляндии. ИЛ, 1959.
- Г е р л и н г Э. К. Аргоновый метод измерения абсолютного возраста. Изд. АН СССР, 1961.
- Г е р л и н г Э. К., Г. В. О в ч и н н и к о в а. О причинах занижения возраста слюд при определении Rb/Sr-методом. Геохимия, № 9, 1962.
- Г е р л и н г Э. К., Ю. А. Ш у к о л ю к о в, Т. В. К о л ь ц о в а, И. И. М а т в е е в а, С. Э. Я к о в л е в а. Определение возраста основных пород по K/Ar-методу. Геохимия, № 11, 1962.
- Ж и р о в К. К., С. И. З ы к о в, В. В. Ж и р о в а и И. И. С т у п н и к о в а. Влияние процессов гидротермального изменения на определение возраста по радиоактивным минералам. Геохимия, № 8, 1957.
- Ж и р о в а В. В., С. И. З ы к о в, А. И. Т у г а р и н о в. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского п-ова. Геохимия, № 12, 1961.

- Зыков С. И., Н. И. Ступникова. Определение возраста пегматитовой жилы Койта-тунды по циркониту, ортиту и ураниниту. *Геохимия*, № 8, 1956.
- Зыков С. И., К. К. Жиров, В. В. Жирова и И. Б. Иванов. Определение возраста по ксенотиму и ураниниту из пегматитовой жилы Тединоозера. Тр. 4-й сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, М.—Л., 1957.
- Зыков С. И., А. И. Тугаринов, И. В. Бельков, Е. В. Бибилова. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. *Геохимия*, № 4, 1964.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1955.
- Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Применение Ar/K и Sr/Rb методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960а.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 3, Изд. АН СССР, 1960б.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленгеолуправления, вып. 19, 1939.
- Тимофеев В. М. Петрология Карелии. Изд. АН СССР, 1935.
- Тугаринов А. И., С. И. Зыков, Е. В. Бибилова. Об измерении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. *Геохимия*, № 3, 1963.
- Тугаринов А. И. Геологу о методах измерения абсолютного возраста горных пород. Госгеолиздат, 1961.
- Тугаринов А. И., Е. В. Бибилова, С. И. Зыков. О возрасте метаморфизма урановых месторождений. *Атомн. энергия*, 1962.
- Houtermans F. G. Die Blei-Methoden der Geologischen Altersbestimmungen. *Geologische Rundschau*, Bd. 49, № 1, 1960.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. *Bull. de la Comm. geol. de Finl.*, № 182, 1958.
- Stiff L., T. W. Stern. Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem. *Geolch. et Cosm. Acta*, vol. 22, № 2—4, 1961.

Э. К. Герлинг, Т. В. Больцова, С. С. Яковлева

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВОЗРАСТА СЛЮД, АМФИБОЛОВ И ПИРОКСЕНОВ АРГОНОВЫМ МЕТОДОМ

Первое исследование по сопоставлению возрастных данных для слюд и роговых обманок, полученных по К—Аг-методу, было сделано в СССР в 1961 г. Е. С. Бурксером и Ф. И. Котловской (1961). Они определили возраст семи пар слюд и роговых обманок, извлеченных из пород Украинского щита. Во всех случаях по роговым обманкам были получены большие значения возраста, чем по слюдам. Для относительно молодых пар минералов слюда—роговая обманка разница в возрасте составляла $300 \cdot 10^6$ — $400 \cdot 10^6$ лет, а для древних минералов с возрастом более $2000 \cdot 10^6$ лет — около $900 \cdot 10^6$ лет. Авторы сделали предположение, что эти расхождения в возрасте различных минералов вызваны влиянием вторичных наложенных процессов. Известны также работы С. Харта о применении роговых обманок и пироксенов для датирования пород по К—Аг-методу (Hart, 1961, 1962). Значения возраста, полученные им для образцов роговых обманок, варьировали от $310 \cdot 10^6$ лет до $2370 \cdot 10^6$ лет.

Пониженное содержание калия и натрия в исследованных роговых обманках дало основание полагать, что не все места в решетке минерала оказываются заполненными щелочными ионами и остаются вакантными. Согласно предположению, высказанному в 1958 г. П. Дамоном и И. Калпом (Damon and Kulp, 1958), наличие вакантных мест в решетке этих минералов может способствовать окклюзии ими радиогенного аргона из магматического расплава. Однако это предположение не подтвердилось вышеупомянутыми экспериментальными работами Харта: возраст роговых обманок и актинолитов по К—Аг-методу ни в одном случае не превышал возраста ассоциированных с ними слюд, полевых шпатов и цирконов. В настоящей работе приводятся результаты исследований, проводимых в Лаборатории геологии докембрия АН СССР на слюдах, амфиболах и пироксенах, взятых из различных мест Советского Союза. С целью выяснения влияния наложенных процессов на результаты определения возраста, слюды, амфиболы и пироксены были отобраны в районах, где на основании геологических или радиологических данных были отмечены проявления регрессивного метаморфизма, приведшего к перекристаллизации или новообразованию гидроксилсодержащих минералов. Для сравнения аналогичные определения возраста были сделаны и в районах, где не отмечались проявления наложенного регрессивного метаморфизма. Здесь слюды и амфиболы извлекались из глубокометаморфизованных пород, которые не испытали в дальнейшем заметной перекристаллизации и региональной перестройки структуры. Для последних районов часто обнаруживались большие расхождения между радиологическими данными, полученными К—Аг-методом по слюдам, и геологическими представлениями об их возрасте.

Район станового комплекса

На основании геологических и радиологических данных район южного обрамления Алданского щита был разделен геологами (Судовиков и Нелов, 1961) на две зоны. В первой зоне архейские породы подверглись интенсивной складчатости и метаморфизму верхнепротерозойского и мезозойского возраста. Породы этой зоны сильно диафторированы, в результате чего образовались такие новые гидроксилсодержащие низкотемпературные минералы, как серицит и мусковит. В этой зоне наряду с древними цифрами возраста порядка $2000 \cdot 10^6$ лет были получены цифры, соответствующие более молодому возрасту. Эти более низкие значения возраста были получены для слюд из пород, подвергшихся интенсивному воздействию диафтореза протерозойского и мезозойского возраста. В соответствии со значениями возраста, полученными для слюд, все породы этой зоны были разделены геологами на пять групп. Первую группу составляют древние породы со значениями возраста (2250—2130 млн лет), наиболее близко соответствующими возрасту метаморфизма алданского комплекса. Ко второй группе относились образования одновозрастные с региональным метаморфизмом станового комплекса (2050—1770 млн лет). В третью группу входили гранитоиды чульманского комплекса и архейские породы, омоложенные в связи с верхнепротерозойским диафторезом (1450—1300 млн лет). К четвертой группе относятся диафториты, возникшие в мезозое 202—170 млн лет тому назад. Наконец, пятую группу составляют породы, значения возраста которых изменились в результате неполной перекристаллизации древних пород под воздействием наложенных процессов регрессивного метаморфизма; полученные для них цифры не совпадали с возрастом вышеуказанных четырех этапов метаморфизма и колебались в интервале 610—337 млн лет. Во второй зоне не наблюдалось значительных проявлений регионального регрессивного метамор-

Результаты определения абсолютного возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргонвым методом

№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (r/r)	K ⁴⁰ (r/r)	A ⁴⁰ (см ² /r)	A ⁴⁰ (r/r)	A ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст (в млн лет)
1	1898	Река Иенгра, актинолитовый сланец, зона диафтореза.	Амфибол-актинолит, 584а	0.0016	1.95 · 10 ⁻⁷	5.65 · 10 ⁻⁵	1.01 · 10 ⁻⁷	0.518	3400
2	1891	Река Иенгра, пироксено-амфиболитовый сланец.	Амфибол, 132а	0.00421	5.14 · 10 ⁻⁷	6.85 · 10 ⁻⁵	1.23 · 10 ⁻⁷	0.238	2260
3	1890а	То же.	Гиперстен, 132а	0.00043	5.25 · 10 ⁻⁸	3.05 · 10 ⁻⁵	5.46 · 10 ⁻⁸	1.04	4520
4	1892	Река Иенгра, глиноземистый гнейс.	Биотит, 126	0.0756	9.23 · 10 ⁻⁶	1.57 · 10 ⁻³	2.80 · 10 ⁻⁶	0.304	2590
5	1899	Приток р. Иенгры, амфиболо-биотито-плагиоклазовый сланец. Зона высокотемпературного диафтореза.	Биотит, 103	0.0756	9.22 · 10 ⁻⁶	4.92 · 10 ⁻⁵	8.80 · 10 ⁻⁸	0.0096	167
6	1900	То же.	Амфибол, 103	0.0128	1.56 · 10 ⁻⁶	9.24 · 10 ⁻⁶	1.65 · 10 ⁻⁸	0.0106	184
7	1901	Река Иенгра, актинолитовый сланец (диафторит).	Актинолит, 3	0.0043	5.25 · 10 ⁻⁷	1.24 · 10 ⁻⁵	2.2 · 10 ⁻⁸	0.0421	650
8	1902	Река Иенгра, актинолитовый сланец (диафторит).	Актинолит, 7а	0.0050	6.1 · 10 ⁻⁷	3.37 · 10 ⁻⁵	6.02 · 10 ⁻⁸	0.0987	1270
9	1903	Холодникан, биотитовый плагиогнейс, зона высокотемпературного диафтореза.	Биотит, 150	0.0774	9.44 · 10 ⁻⁶	5.61 · 10 ⁻⁴	1.00 · 10 ⁻⁷	0.0107	184
10	1904	Холодникан, амфиболит, высокотемпературный диафторез.	Амфибол, 150а	0.0037	4.51 · 10 ⁻⁷	7.47 · 10 ⁻⁵	2.62 · 10 ⁻⁸	0.0581	840
11	1896	Река Иенгра, амфиболит, высокотемпературный диафторит.	Амфибол, 254	0.0032	3.9 · 10 ⁻⁷	1.91 · 10 ⁻⁵	3.42 · 10 ⁻⁸	0.0877	1160
12	1879	Становик, биотитсодержащий амфиболит.	Амфибол, 4059а	0.0162	1.98 · 10 ⁻⁶	1.2 · 10 ⁻⁵	2.15 · 10 ⁻⁸	0.0109	188 ± 30
13	1187	То же.	Биотит	0.0714	8.71 · 10 ⁻⁶	3.46 · 10 ⁻⁵	6.19 · 10 ⁻⁸	0.0071	125 ± 20
14	1880	Становик, основной биотито-амфиболо-плагиоклазовый сланец.	Амфибол, 4369б	0.0138	1.68 · 10 ⁻⁶	8.14 · 10 ⁻⁶	1.46 · 10 ⁻⁸	0.00865	148 ± 20
15	1881	То же.	Биотит, 4369б	0.0691	8.43 · 10 ⁻⁶	3.89 · 10 ⁻⁵	6.96 · 10 ⁻⁸	0.00826	145 ± 20
16	1882	Становик, амфиболит.	Амфибол, 5922и	0.0093	1.14 · 10 ⁻⁶	6.9 · 10 ⁻⁶	1.23 · 10 ⁻⁸	0.0108	188 ± 30
17	1883	Становик, биотито-амфиболовый сланец.	Биотит, 5984е	0.0708	8.64 · 10 ⁻⁶	3.52 · 10 ⁻⁵	6.31 · 10 ⁻⁸	0.00731	127 ± 20
18	1884	То же.	Амфибол, 5984е	0.0084	1.03 · 10 ⁻⁶	6.34 · 10 ⁻⁶	1.14 · 10 ⁻⁸	0.0106	179 ± 30
19	1992	Становик, диорит.	Биотит, 4337а	0.0649	7.92 · 10 ⁻⁶	3.40 · 10 ⁻⁵	6.07 · 10 ⁻⁷	0.0077	135 ± 20
20	1993	То же.	Амфибол, 4337а	0.0148	1.80 · 10 ⁻⁶	9.80 · 10 ⁻⁶	1.75 · 10 ⁻⁸	0.0097	169 ± 30
Ш а р ы ж а л г а й с к а я с е р и я									
24	1684	Река Онот (3 км выше поселка Онот) биотитовый сланец.	Биотит, 635а	0.0724	8.84 · 10 ⁻⁶	7.92 · 10 ⁻⁴	1.42 · 10 ⁻⁶	0.161	1775

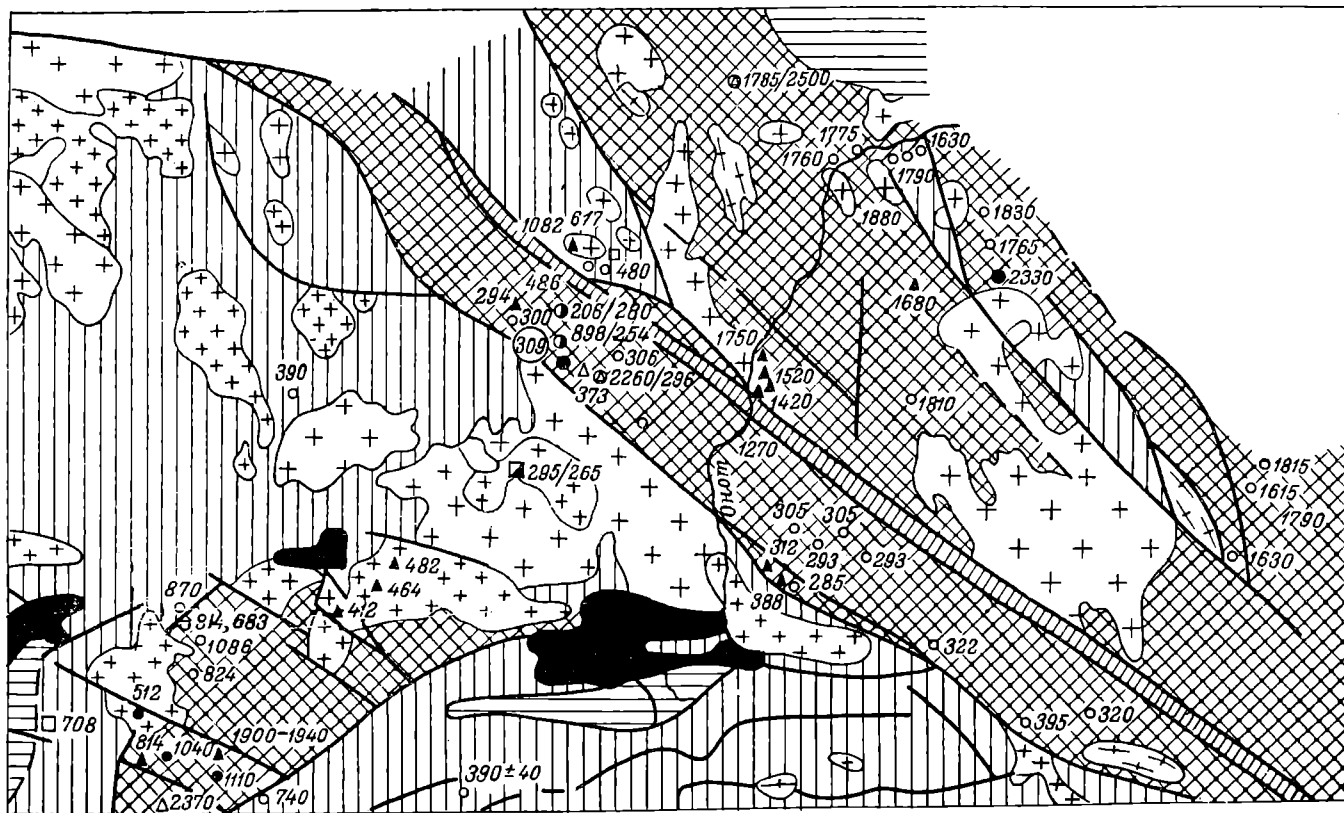
№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (г/г)	K ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ (см ² /г)	A ⁴⁰ (г/г)	$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст (в млн лет)
22	1682	Река М. Белая (устье р. Савиной) биотитовый гнейс.	Биотит, 650	0.0712	$8.68 \cdot 10^{-6}$	$7.74 \cdot 10^{-4}$	$2.38 \cdot 10^{-6}$	0.159	1765
23	1733	Река Иркут, биотитовый гнейс.	Биотит, Е-53/57	0.0763	$9.31 \cdot 10^{-6}$	$6.69 \cdot 10^{-4}$	$1.20 \cdot 10^{-6}$	0.129	1530
24	1923	Река Савина, гранито-биотитовый гнейс.	Биотит, 696	0.0664	$8.1 \cdot 10^{-6}$	$7.54 \cdot 10^{-4}$	$1.35 \cdot 10^{-6}$	0.167	1815
25	1926	Река Олот (ниже устья р. Усан-гол), амфиболит.	Амфибол, 632	0.00453	$5.53 \cdot 10^{-7}$	$4.90 \cdot 10^{-5}$	$8.78 \cdot 10^{-8}$	0.159	1760
26	1927	То же.	Амфибол, 1539а	0.00560	$6.83 \cdot 10^{-7}$	$9.51 \cdot 10^{-5}$	$1.70 \cdot 10^{-7}$	0.249	2330
Слюдянская серия									
27	1685	Река М. Белая (р. М. Кундуй), гранато-биотитовый гнейс.	Биотит, 666а	0.0698	$8.52 \cdot 10^{-6}$	$8.02 \cdot 10^{-4}$	$1.44 \cdot 10^{-6}$	0.169	1830
28	1924	Река Китой (ниже устья р. Холонхи), гранато-биотитовый гнейс.	Биотит, М-616а	0.0766	$9.35 \cdot 10^{-6}$	$8.66 \cdot 10^{-4}$	$1.55 \cdot 10^{-6}$	0.166	1810
29	1925	Река Китой (ниже устья р. Холонхи), биотитовый гнейс.	Биотит, М-632	0.0746	$9.10 \cdot 10^{-6}$	$7.22 \cdot 10^{-4}$	$1.30 \cdot 10^{-6}$	0.143	1640
30	2097	То же.	Биотит, М-624а	0.0768	$9.37 \cdot 10^{-6}$	$8.76 \cdot 10^{-4}$	$1.57 \cdot 10^{-6}$	0.167	1820
31	2098	Река Китой (ниже устья р. Холонхи), амфиболито-биотитовый гнейс.	Биотит, М-621	0.0709	$8.66 \cdot 10^{-6}$	$8.14 \cdot 10^{-4}$	$1.47 \cdot 10^{-6}$	0.168	1830
32	2099	Река Китой (ниже устья р. Холонхи) гранато-биотитовый гнейс.	Биотит, М-1346	0.0710	$8.66 \cdot 10^{-6}$	$6.82 \cdot 10^{-4}$	$1.22 \cdot 10^{-6}$	0.141	1630
33	2100	Река Китой, биотитовый гнейс.	Биотит, М-649а	0.0759	$9.26 \cdot 10^{-6}$	$8.4 \cdot 10^{-4}$	$1.50 \cdot 10^{-6}$	0.163	1790
34	2140	Река Ерма (нижнее течение), биотито-дунироксеновый гнейс.	Биотит, М-600в	0.0767	$9.36 \cdot 10^{-6}$	$8.22 \cdot 10^{-4}$	$1.47 \cdot 10^{-6}$	0.157	1750
35	2141	То же.	Гиперстен	0.00048	$5.86 \cdot 10^{-8}$	$9.35 \cdot 10^{-6}$	$1.68 \cdot 10^{-8}$	0.285	2500
Шарыжалгайская серия									
36	607	Река Китой (выше устья р. Китой-Кия), биотитовый гнейс.	Биотит, Б-6/54	0.0407	$4.97 \cdot 10^{-6}$	$5.8 \cdot 10^{-5}$	$1.04 \cdot 10^{-7}$	0.0209	346
37	608	То же.	Биотит, Б-94к/54	0.0666	$8.12 \cdot 10^{-6}$	$0.966 \cdot 10^{-4}$	$1.73 \cdot 10^{-7}$	0.0213	354
38	2024	Река Китой (р. Эхе-Гол), эпидото-биотитовый гнейс.	Биотит, 430	0.0717	$8.75 \cdot 10^{-6}$	$8.22 \cdot 10^{-5}$	$1.47 \cdot 10^{-7}$	0.0168	285

















№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (г/г)	K ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ (см ³ /г)	A ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ /K ^w	Возраст (в млн лет)
Слюдянская серия									
39	1673	Река Урик (выше устья р. Даялык).	Биотит, 430	0.0781	$9.53 \cdot 10^{-6}$	$9.56 \cdot 10^{-3}$	$1.71 \cdot 10^{-7}$	0.0180	300 (Rb/Sr — методом $309 \cdot 10^6$ лет)
40	1734	Река Урик (р. Янхор), биотито-амфиболо-гранитовый гнейс.	Биотит, 556	0.0684	$8.34 \cdot 10^{-6}$	$1.13 \cdot 10^{-4}$	$2.03 \cdot 10^{-7}$	0.0243	398
41	1857	То же.	Амфибол	0.0166	$2.03 \cdot 10^{-6}$	$1.7 \cdot 10^{-5}$	$3.04 \cdot 10^{-8}$	0.0150	254
42	1855	Река Урик (р. Янхор), гранато-биотито-гиперстено-амфиболовый гнейс.	Амфибол, 555	0.0088	$1.07 \cdot 10^{-6}$	$1.00 \cdot 10^{-5}$	$1.80 \cdot 10^{-7}$	0.0121	280
43	1856	То же.	Биотит	0.0736	$8.98 \cdot 10^{-6}$	$6.00 \cdot 10^{-5}$	$1.08 \cdot 10^{-7}$	0.0121	206
44	1858	Река М. Белая (верховье), гранато-биотитовый гнейс.	Биотит, 4776	0.0736	$8.94 \cdot 10^{-6}$	$9.12 \cdot 10^{-5}$	$1.63 \cdot 10^{-7}$	0.0183	305
45	1889	Река М. Белая (верховье), магнетито-биотитовый гнейс.	Биотит, 477	0.0788	$9.61 \cdot 10^{-6}$	$9.30 \cdot 10^{-5}$	$1.67 \cdot 10^{-7}$	0.0173	293
46	1778	Река Даялык, двупироксеновый амфиболит.	Амфибол, 1514	0.00834	$7.02 \cdot 10^{-6}$	$1.28 \cdot 10^{-5}$	$2.29 \cdot 10^{-8}$	0.0225	373+50
47	2027	Река Даялык, биотито-пироксеновый гнейс.	Биотит, 576	0.0724	$8.84 \cdot 10^{-6}$	$8.99 \cdot 10^{-5}$	$1.61 \cdot 10^{-7}$	0.0182	306
48	1735	Река Салзон, гранато-биотитовый гнейс.	Биотит, Е-434	0.0704	$8.59 \cdot 10^{-6}$	$1.44 \cdot 10^{-4}$	$2.57 \cdot 10^{-7}$	0.0299	478
49	2160	Басс. р. Урик (р. Янхор), пироксено-плагиоклазовое обособление в биотито-пироксеновом гнейсе.	Моноклинный пироксен, 5596	0.00067	$8.20 \cdot 10^{-8}$	$1.03 \cdot 10^{-5}$	$1.84 \cdot 10^{-8}$	0.2240	2180
50	1680	Река Урик (ниже устья р. Ара-Шигна), пегматит.	Биотит, 504b	0.0786	$9.59 \cdot 10^{-6}$	$9.26 \cdot 10^{-5}$	$1.66 \cdot 10^{-7}$	0.0173	294
51	2159	Там же, двупироксеновый амфиболит.	Моноклинный пироксен, 545	0.00070	$9.4 \cdot 10^{-8}$	$8.9 \cdot 10^{-7}$	$1.6 \cdot 10^{-9}$	0.0171	≈ 280
Китойский комплекс									
52	2021	Река Китой (р. Эхе-гол), биотитовый гнейсо-гранит.	Биотит, 441г	0.0300	$3.66 \cdot 10^{-6}$	$4.82 \cdot 10^{-5}$	$8.62 \cdot 10^{-8}$	0.0237	388
53	2023	То же.	Биотит, 443	0.0655	$7.99 \cdot 10^{-6}$	$8.30 \cdot 10^{-5}$	$1.49 \cdot 10^{-7}$	0.0186	312

№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (г/г)	K ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ (см ³ /г)	A ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст (в млн лет)
Шарьжалгайская серия									
54	1596	Река Урик (верховье), биотитовый гранито-гнейс.	Биотит, 151	0.0411	5.01 · 10 ⁻⁶	2.25 · 10 ⁻⁴	4.03 · 10 ⁻⁷	0.0804	1086
55	1597	Река Урик (р. Топхор-Жалга), биотитовый гранито-гнейс из гальки конгломерата.	Биотит, 152в	0.0082	1.0 · 10 ⁻⁶	3.16 · 10 ⁻⁵	5.66 · 10 ⁻⁸	0.0566	824
56	1598	То же.	Мусковит, 1256	0.0616	7.51 · 10 ⁻⁶	1.90 · 10 ⁻⁴	3.39 · 10 ⁻⁷	0.0451	683
57	1676	Река Гарган Иркутский, эпидото-мусковитовый сланец.	Мусковит, 90	0.0827	1.01 · 10 ⁻⁵	4.65 · 10 ⁻⁴	8.32 · 10 ⁻⁷	0.0825	1110
58	2013	Река Ока (верховье), плейроамфиболит.	Амфибол, 40в	0.00844	1.03 · 10 ⁻⁶	1.48 · 10 ⁻⁴	2.65 · 10 ⁻⁷	0.258	2370
Китайский комплекс гранитоидов									
59	1606	Водораздел рек Урика и Гаргана Иркутского, биотитовый гнейсо-гранит.	Биотит, 25в	0.0670	8.18 · 10 ⁻⁶	8.30 · 10 ⁻⁴	1.49 · 10 ⁻⁶	0.1824	1920
60	1739	Река Ока (верховье), биотитовый гнейсо-гранит.	Биотит, 1410	0.0239	2.92 · 10 ⁻⁶	1.23 · 10 ⁻⁴	2.20 · 10 ⁻⁷	0.0755	1040
61	1738	Там же, пегматит.	Биотит	0.0309	3.77 · 10 ⁻⁶	1.17 · 10 ⁻⁴	2.10 · 10 ⁻⁷	0.0557	814
Бирюсинская серия									
62	1877	Вост. Саян, Канская глыба, амфиболовый сланец.	Амфибол, 34а	0.00406	4.96 · 10 ⁻⁷	1.11 · 10 ⁻⁵	1.99 · 10 ⁻⁸	0.0402	617
63	1841	Вост. Саян, Канская глыба, мономинеральный амфиболит.	Амфибол, 196/59	0.00154	1.88 · 10 ⁻⁷	7.34 · 10 ⁻⁶	1.32 · 10 ⁻⁸	0.0700	975 ± 50
64	1865	Там же, амфиболит.	Амфибол, 1306/59	0.00969	1.18 · 10 ⁻⁶	2.92 · 10 ⁻⁵	5.22 · 10 ⁻⁸	0.0442	670
65	1866	То же.	Амфибол, 2316/59	0.0117	1.43 · 10 ⁻⁶	9.76 · 10 ⁻⁵	1.75 · 10 ⁻⁷	0.122	1450
66	1845	Там же, амфибол-биотитовый гнейс.	Амфибол, 2286	0.0110	1.35 · 10 ⁻⁶	2.84 · 10 ⁻⁵	5.1 · 10 ⁻⁸	0.0378	586 ± 50
67	1851	То же.	Биотит, 2286	0.0478	5.83 · 10 ⁻⁶	9.39 · 10 ⁻⁵	1.68 · 10 ⁻⁷	0.0288	463 ± 50
68	1843	Там же, амфибол-биотитовый гнейс.	Биотит, 328д	0.0823	1.01 · 10 ⁻⁵	1.89 · 10 ⁻⁴	3.39 · 10 ⁻⁷	0.0338	534 ± 20
69	1844	То же.	Амфибол, 328д	0.0103	1.26 · 10 ⁻⁶	2.94 · 10 ⁻⁵	5.26 · 10 ⁻⁸	0.0419	640 ± 50
70	1842	Там же, биотитовый гнейс.	Биотит, 177/59	0.0688	8.40 · 10 ⁻⁶	1.63 · 10 ⁻⁴	2.42 · 10 ⁻⁷	0.0348	547 ± 20
71	2055	Массив основных пород, прорывающих бирюсинскую серию Восточного Саяна, Канская глыба.	Амфибол, 10е	0.00125	1.53 · 10 ⁻⁷	7.62 · 10 ⁻⁶	1.36 · 10 ⁻⁸	0.0890	1175

№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (г/г)	K ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ (см ³ /г)	A ⁴⁰ (г/г)	$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст (в млн лет)
72	1872	Вост. Саян, Канская глыба, амфиболовый сланец.	Амфибол	0.00406	$4.96 \cdot 10^{-7}$	$1.11 \cdot 10^{-5}$	$1.99 \cdot 10^{-8}$	0.0402	617
73	2266	Там же, амфиболовый гнейс.	Амфибол, 219/56 . . .	0.0031	$3.78 \cdot 10^{-7}$	$6.72 \cdot 10^{-6}$	$1.20 \cdot 10^{-8}$	0.0318	508
74	2267	Там же, амфиболит.	Амфибол, 126в/59 . . .	0.0090	$1.10 \cdot 10^{-6}$	$2.41 \cdot 10^{-5}$	$4.33 \cdot 10^{-8}$	0.0395	613
Дербинская серия									
75	1773	Вост. Саян, гнейс.	Амфибол, 127а/57 . . .	0.00484	$0.590 \cdot 10^{-6}$	$1.07 \cdot 10^{-5}$	$1.91 \cdot 10^{-8}$	0.0324	516 ± 50
76	1774	То же.	Биотит	0.0681	$8.31 \cdot 10^{-6}$	$1.30 \cdot 10^{-4}$	$2.33 \cdot 10^{-7}$	0.028	451 ± 20
77	1772	Вост. Саян, мрамор.	Амфибол	0.00270	$3.30 \cdot 10^{-7}$	$5.93 \cdot 10^{-6}$	$1.06 \cdot 10^{-8}$	0.0321	516 ± 50
78	1853	Вост. Саян, тонкополосчатый гнейс.	Амфибол, 272б	0.00211	$2.57 \cdot 10^{-7}$	$6.9 \cdot 10^{-6}$	$1.24 \cdot 10^{-8}$	0.0482	736 ± 120
79	1854	То же.	Пироксен	0.00075	$9.15 \cdot 10^{-8}$	$2.9 \cdot 10^{-6}$	$5.2 \cdot 10^{-9}$	0.0570	830 ± 250
80	1852	То же.	Биотит	0.0744	$9.04 \cdot 10^{-6}$	$1.14 \cdot 10^{-6}$	$2.04 \cdot 10^{-9}$	0.0226	370
81	2043	Там же, амфибол-пироксеновый гнейс.	Амфибол, 275	0.00046	$5.61 \cdot 10^{-8}$	$3.00 \cdot 10^{-6}$	$5.37 \cdot 10^{-9}$	0.0957	1240 ± 250
82	2265	Там же, пегматитовая жила.	Биотит, 269/57	0.0780	$9.52 \cdot 10^{-6}$	$1.42 \cdot 10^{-4}$	$2.54 \cdot 10^{-7}$	0.0267	430
Южная Карелия, Суоярвский район									
83	520	К северозападу от Няльмозера, плагио-микроклиновый пегматит.	Мусковит	0.0795	$9.70 \cdot 10^{-6}$	$1.55 \cdot 10^{-3}$	$2.77 \cdot 10^{-6}$	0.286	2520
84	1022	Северовосточный берег Няльмозера, мигматит.	Биотит	0.0724	$8.82 \cdot 10^{-6}$	$1.17 \cdot 10^{-3}$	$2.10 \cdot 10^{-6}$	0.238	2270
85	1117	К западу от Няльмозера, амфиболо-биотитовый сланец.	Биотит	0.0742	$9.04 \cdot 10^{-6}$	$8.45 \cdot 10^{-4}$	$1.51 \cdot 10^{-6}$	0.167	1820
86	1894	Пос. Леппяниemi, амфиболо-биотитовый гранодиорит.	Амфибол	0.0124	$1.51 \cdot 10^{-6}$	$2.52 \cdot 10^{-4}$	$4.51 \cdot 10^{-7}$	0.298	2560
87	1895	То же.	Биотит	0.0770	$9.39 \cdot 10^{-6}$	$1.07 \cdot 10^{-3}$	$1.92 \cdot 10^{-6}$	0.204	2060
88	2108	К востоку от пос. Леппяниemi, амфиболит.	Амфибол	0.0071	$8.56 \cdot 10^{-7}$	$1.45 \cdot 10^{-4}$	$2.59 \cdot 10^{-4}$	0.299	2570 ± 100
89	2036	К западу от г. Чалкосельга, амфиболо-биотитовый гранодиорит.	Амфибол	0.00766	$9.34 \cdot 10^{-7}$	$1.80 \cdot 10^{-4}$	$3.23 \cdot 10^{-7}$	0.346	2780
		То же.	Биотит	0.0724	$8.85 \cdot 10^{-6}$	$9.24 \cdot 10^{-4}$	$16.5 \cdot 10^{-7}$	0.187	1960

№ п/п	№ по журналу Лаборатории	Место взятия пробы и название породы	Минерал и № образца	K (г/г)	A ⁴⁰ (г/г)	A ⁴⁰ (см ² /г)	K ⁴⁰ (г/г)	$\frac{A^{40}}{K^{40}}$	Возраст (в млн лет)
90	1960	Приазовье, сиенит.	Пироксен	0.00150	1.83·10 ⁻⁷	1.66·10 ⁻⁵	2.98·10 ⁻⁸	0.163	1790 ± 100
91	1961	То же.	Амфибол	0.0143	1.75·10 ⁻⁶	1.85·10 ⁻⁴	3.31·10 ⁻⁷	0.190	1970 ± 50
92	1962	То же.	Биотит	0.0659	8.04·10 ⁻⁶	8.33·10 ⁻⁴	1.49·10 ⁻⁶	0.1855	1950 ± 50
93	2112	Приазовье, пироксенит, ассоциирующий с нефелиновыми сиенитами.	Пироксен	0.0040	4.88·10 ⁻⁷	5.4·10 ⁻⁵	9.67·10 ⁻⁸	0.198	2060 ± 100
94	2053	Карелия. Белое море. Интенсивно мигматизированный биотито-амфиболовый гнейс.	Амфибол	0.0167	2.04·10 ⁻⁶	1.99·10 ⁻⁴	3.57·10 ⁻⁷	0.175	1870
95	2054	То же.	Биотит	0.0776	9.46·10 ⁻⁶	8.72·10 ⁻⁴	1.56·10 ⁻⁶	0.165	1800
96	2051	Белое море. Хетоламбинская толща из прослоя гранатового амфибола.	Амфибол	0.00341	4.16·10 ⁻⁷	3.45·10 ⁻⁵	6.17·10 ⁻⁸	0.148	1680
97	2052	То же.	Биотит	0.0656	8.00·10 ⁻⁶	6.94·10 ⁻⁴	1.24·10 ⁻⁶	0.156	1740
98	1848	Вост. Саян. Уртагольская свита, роговик на контакте с гранитом.	Амфибол	0.00261	0.318·10 ⁻⁶	0.0447	0.0802·10 ⁻⁷	0.0252	410 ± 50
99	1850	Там же, плагиогранит, прорывающий уртагольскую свиту.	Биотит	0.0758	9.25·10 ⁻⁶	1.18·10 ⁻⁴	2.12·10 ⁻⁷	0.0229	377 ± 20
100	1847	Уртагольская свита, амфиболовый сланец.	Раловая проба	0.00110	0.135·10 ⁻⁶	0.0194·10 ⁻⁴	0.0347·10 ⁻⁷	0.0257	420 ± 50
101	1846	То же.	То же	0.00227	0.277·10 ⁻⁶	0.0494·10 ⁻⁴	0.088·10 ⁻⁷	0.0320	510 ± 50
102	2044	Вост. Саян. Арзабейская глыба, гнейс.	Амфибол	0.00406	4.95·10 ⁻⁷	1.06·10 ⁻⁵	1.9·10 ⁻⁸	0.0384	600 ± 90
103	2049	То же.	Диопсид	0.00091	1.11·10 ⁻⁷	2.65·10 ⁻⁶	4.74·10 ⁻⁹	0.0428	652 ± 100
104	1931	Там же, диафорит.	Биотит	0.0694	8.46·10 ⁻⁶	1.69·10 ⁻⁴	3.02·10 ⁻⁷	0.0357	560 ± 20
105	1652	Швеция, Смоланд, гранит.	Биотит	0.0775	9.45·10 ⁻⁶	2.77·10 ⁻³	4.96·10 ⁻⁶	0.524	3420
106	1652а	То же.	Амфибол	0.0132	1.61·10 ⁻⁶	2.04·10 ⁻⁴	3.65·10 ⁻⁷	0.227	2200
107	2125	Аларечинское месторождение, полевошпатовый амфиболит, скв. 12, гл. 79 м.	Биотит	0.0708	8.64·10 ⁻⁶	8.2·10 ⁻⁴	1.47·10 ⁻⁶	0.170	1840
108	2126	То же.	Амфибол	0.0145	1.77·10 ⁻⁶	1.04·10 ⁻⁴	1.86·10 ⁻⁷	0.104	1330
109	2127	Аларечинское месторождение, роговообманковая порода, скв. 272, гл. 83 м.	Биотит	0.0380	4.63·10 ⁻⁶	4.69·10 ⁻⁴	8.39·10 ⁻⁷	0.181	1910
110	2128	То же.	Амфибол	0.00213	2.60·10 ⁻⁷	1.99·10 ⁻⁵	3.55·10 ⁻⁸	0.137	1590
111	2133	Аларечинское месторождение, скв. 226, гл. 41.35 м.	Амфибол	0.00223	2.72·10 ⁻⁷	1.99·10 ⁻⁵	3.55·10 ⁻⁸	0.131	1540
112	2134	То же.	Биотит	0.0657	8.02·10 ⁻⁶	7.18·10 ⁻⁴	1.29·10 ⁻⁶	0.161	1770



- | | | | | | | | |
|---|--|--|--|---|--|--|--|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |  6 |  7 |  8 |
|  9 |  10 |  11 |  12 |  13 |  14 |  15 |  16 |

физма, и породы здесь сохранили свой первоначальный облик. По геологическим представлениям, эти породы претерпели глубокий метаморфизм и ультраметаморфизм в архейское время. Однако все полученные цифры возраста по слюдам по К—Аг-методу соответствовали мезозойскому времени. В настоящей работе нами был определен возраст по К—Аг-методу для слюд, роговых обманок и актинолитов, извлеченных из пород этих двух зон. Полученные результаты для пород первой зоны даны в таблице (определения 1—11). Как видно из таблицы, наиболее древние цифры возраста получены для гиперстена из кристаллического сланца ($4520 \cdot 10^6$ лет) и для актинолита из зоны низкотемпературного диафтореза ($3400 \cdot 10^6$ лет). Эти минералы были отобраны из пород нижнеархейской глыбы в полосе складчатого обрамления на р. Иенгре. На основании полученных данных эту глыбу можно рассматривать как часть очень древнего кристаллического субстрата. Большой интерес представляют также значения возраста, полученные по слюде ($184 \cdot 10^6$ лет) и по амфиболу ($840 \cdot 10^6$ лет), извлеченных из одного и того же образца сланца в зоне диафтореза. Видимо, слюда является минералом, вновь образовавшимся в мезозойское время, а амфибол, наоборот, неполностью перекристаллизовался и сохранил часть ранее накопленного им радиогенного аргона. Из таблицы 1 видно, что сохранили часть аргона и другие исследованные нами амфиболы и актинолиты, возраст которых (650—1270 млн лет) не совпадал с возрастом вышеупомянутых четырех групп рассматриваемой зоны. Полученные результаты говорят о том, что амфиболы лучше сохраняют аргон, чем слюды при воздействии на них наложенных процессов. Данные возраста для слюд и амфиболов, взятых из пород второй зоны помещены в таблице (определения 12—20). Оказалось, что для всех слюд и амфиболов получаются практически одинаковые значения возраста, совпадающие с полученными нами здесь ранее значениями возраста по слюдам из синорогенных гранитов. Это свидетельствует о том, что слюды и амфиболы во второй зоне образовались в мезозойское время в результате регионального метаморфизма пород этого района. Однако, как уже отмечалось по геологическим данным, породы этой зоны и включенные в них граниты считаются архейскими образованиями.

Н. Г. Судовиков и А. Н. Неелов отмечают здесь региональное омоложение минералов без их минерального преобразования, которое вызвано, по их мнению, диффузией аргона в условиях длительного нагревания пород до 300°C . Мы полагаем совершенно невероятным, чтобы слюды и амфиболы в районах, где породы не испытали видимых изменений в ходе наложенных процессов регрессивного метаморфизма, потеряли весь ранее накопленный ими аргон, тогда как амфиболы при явно выраженных процессах омоложения сохранили во многих случаях часть накопленного ими радиогенного аргона (см. таблицу). Мало убедителен также довод о диффузии аргона из минералов, так как при этом следовало бы ожидать различных потерь аргона у биотитов, мусковитов и амфиболов из-за различной скорости диффузии аргона по решетке этих минералов, чего на самом деле не наблюдается. Все вышеизложенное позволяет считать наш

Схема распределения цифр абсолютного возраста пород в различных структурах юго-восточной части Восточного Саяна.

1 — палеозойский комплекс; 2 — протерозойский комплекс; 3 — архейский комплекс; 4 — палеозойские граниты; 5 — нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы; 6 — протерозойские гранитоиды; 7 — архейские гранитоиды; 8 — зона Саяно-Байкальского разлома.

Определения К—Аг-методом: 9 — по биотиту из метаморфических пород; 10 — по биотиту из гранитов и пегматитов; 11 — по мусковиту из кварцевых жил; 12 — по амфиболу; 13 — по пироксену; 14 — по валовой пробе; 15 — по биотиту и амфиболу из одной пробы. Определения Rb—Sr-методом: 16 — по биотиту.

вывод о мезозойском происхождении исследуемых минералов наиболее правильным. К сожалению, на основании полученных данных нельзя ничего сказать о возрасте осадочных пород, которые были метаморфизованы в мезозое. Не исключена возможность, что метаморфизм, который испытали породы, был повторным. Чтобы решить этот вопрос, необходимо произвести определения возраста на таких минералах, которые более устойчивы к накопленным ими радиогенным процессам метаморфизма и поэтому могли бы сохранить накопленный ими радиогенный аргон. Такими минералами, как показали в дальнейшем наши опыты, являются моноклинные и ромбические пироксены. Здесь следует еще указать, что для оценки возраста пород этой зоны станового комплекса некоторые исследователи используют значение в $1140 \cdot 10^6$ лет, вычисленное из отношения Rb^{207}/Rb^{206} в ортите (Виноградов и др., 1960). Однако известно, что определение возраста молодых минералов по этому отношению приводит к большой ошибке. Поэтому наиболее надежным определением в этом случае следует считать возрастное значение в $210 \cdot 10^6$ лет, полученное при использовании отношения Rb^{208}/Th^{232} . Как видно, это значение возраста удовлетворительно согласуется с данными аргонового метода.

Район Восточного Саяна. Присаянская зона

В эту зону входят докембрийские породы северных склонов Восточного Саяна и породы из бассейнов среднего и нижнего течения рек Иркутка, Китоя, М. Белой, Онота, Ермы и др. (рисунок). На северо-востоке эти породы перекрываются нижнекембрийскими отложениями. По геологическим данным, эту зону слагают метаморфические комплексы архея и протерозоя, разделенные структурными и стратиграфическими несогласиями. Метаморфический комплекс архея разделен на две серии: нижняя часть разреза носит название шарыжалгайской серии, а верхняя часть — слюдянской серии. Породы, слагающие архейский комплекс этого района, глубоко метаморфизованы до стадии гнейсов и кристаллических сланцев в условиях гранулитовой и амфиболитовых фаций. На юго-западе метаморфический комплекс пород Присаянской зоны отделен глубинным Саяно-Байкальским разломом от Онотско-Бельской зоны. Как показывают геологические исследования, в Присаянской зоне наблюдаются два последовательных этапа наложенного регрессивного метаморфизма.

Наиболее отчетливо из них проявляется высокотемпературный этап метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, имеющий региональный характер. Результаты определения абсолютного возраста пород шарыжалгайской и слюдянской серий, полученные на биотитах, амфиболах и гиперстене, представлены в таблице. Как видно из таблицы, возраст гиперстена из биотито-двупироксенового гнейса и амфибола из ортоамфиболита соответственно равен $2500 \cdot 10^6$ лет и $2330 \cdot 10^6$ лет. По шкале А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), породы шарыжалгайской и слюдянской серий следует отнести к нижнему архею. По слюдам были получены несколько заниженные цифры возраста, колеблющиеся в интервале $1830 \cdot 10^6$ — $1630 \cdot 10^6$ лет (см. таблицу, определения 21—35). Из работы геолога Л. П. Никитиной и др. (1963) следует, что древние цифры возраста наиболее близки ко времени прогрессивного регионального метаморфизма шарыжалгайской и слюдянской серий, а заниженные цифры на слюдах объясняются возможным омоложением пород архея наложенными процессами, которые по абсолютному времени соответствовали времени прогрессивного регионального метаморфизма нижнепротерозойских пород этой зоны.

Онотско-Бельская зона ограничена с северо-востока Саяно-Байкальским разломом. На юго-западе эта зона шириной 15—20 км отделена от протерозойских образований серией разломов. Эта и Присаянская зоны составляют современную структуру краевого выступа Сибирской платформы палеозойского возраста. Породы Онотско-Бельской зоны метаморфизованы до гранулитовой фации. Без изменения они сохранились в бассейнах рек Урика и Б. Белой, а юго-восточнее бассейна рек Онота, М. Белой, Китоя замещаются в той или иной степени метаморфическими образованиями, характерными для амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, причем эти замещения здесь проявляются значительно слабее, чем к северо-востоку от разлома. Породы этой зоны объединяются геологами в единый архейский комплекс с породами шарыжатгайской и слюдянской сериями Присаянья. Основанием для такого объединения им служит следующее: одинаковая степень метаморфизма пород обеих зон, сходство петрографического состава и характера их напластования, трансгрессивное налегание более молодой Архутской свиты на породы слюдянской серии (архутская свита считается аналогом хонголдойской и шутхулайской свит нижнего протерозоя). Таким образом, видно, что архейский возраст сильно метаморфизованных пород Онотско-Бельской зоны устанавливается только по аналогии, что отнюдь нельзя считать убедительным. Здесь уместно напомнить слова А. И. Герцена из его «Писем об изучении природы» (1946, стр. 37—38): «Из того, что две вещи похожи друг на друга известными сторонами, нет еще достаточного права заключать о сходстве неизвестных сторон». Не следует забывать, что сравнение, как говорят французы, не есть еще доказательство. Исходя только из аналогий, мы не можем считать архейский возраст пород Онотско-Бельской зоны доказанным.

В настоящей работе приводятся результаты определения возраста биотитов, амфиболов и пироксенов из метаморфизованных пород этой зоны К—Аг-методом (см. таблицу, определения 36—53). Здесь же даются значения возраста, полученные для биотитов из гнейсо-гранитов китойского комплекса и ортитоносных пегматитов, прорывающих эти серии пород. Как видно из таблицы, все исследованные нами породы характеризуются одинаковыми значениями возраста для биотитов и амфиболов. Значения, полученные по К—Аг-методу, подтверждаются также Rb—Sr-методом по биотиту. Интервал колебаний этих значений (за исключением одного) составлял $348 \cdot 10^6$ — $254 \cdot 10^6$ лет. Такое же значение для возраста ($280 \cdot 10^6$ лет) получено для одного из двух исследованных нами пироксенов. По геохронологической шкале М. М. Рубинштейна (1962), эти значения соответствуют карбону и перми. Таким образом, устанавливаются большие расхождения между радиологическими данными и геологическими представлениями о возрасте пород рассматриваемой зоны. Л. П. Никитина в качестве причины потери аргона исследованными нами биотитами выдвигает предположение о полиморфном превращении этого минерала (Никитина и др., 1963). В подтверждение приводятся данные о наличии двух модификаций биотита в метаморфизованных породах этих зон: высокотемпературной 2M₁ и относительно более низкотемпературной 1M, которые встречаются совместно или порознь. Обе модификации слюды были найдены как в Присаянской, так и в Онотско-Бельской зонах. Трудно себе представить, чтобы в результате этих превращений слюды, взятые из пород Онотско-Бельской зоны, к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома, практически полностью потеряли аргон, в то время как слюды к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома, испытав те же превращения, потеряли только незначительную часть его. Этой гипотезой также невоз-

можно объяснить причину потери аргона амфиболами и одним из исследованных нами пироксенов, так как для этих минералов подобные полиморфные превращения нам неизвестны. Таким образом, ясно, что выдвигнутая гипотеза не в состоянии объяснить молодой возраст глубокометаморфизованных пород Оютско-Бельской зоны. Не исключена возможность, что эти породы были омоложены в палеозойское время, испытав наложенный высокотемпературный региональный метаморфизм. В результате воздействия высокой температуры и высокого давления слюды и амфиболы, а также некоторые пироксены перекристаллизовались, потеряв при этом весь ранее накопленный ими радиогенный аргон, или образовались вновь. Этот процесс наложенного метаморфизма, видимо, охватил решительно все породы данной зоны. Подтверждением этому может служить значение абсолютного возраста в $2180 \cdot 10^6$ лет (см. таблицу, определение 49), полученное по моноклинному пироксену из пироксено-плаггиоклазовых обособлений в биотито-пироксеновых гнейсах. Это пока единственное определение, которое может служить указанием на более древний возраст пород Оютско-Бельской зоны. Не исключена возможность, как это предположил А. А. Полканов (личное сообщение), что значение в $2180 \cdot 10^6$ лет связано с выходом на поверхность клина архейских пород в этом районе. Чтобы решить этот вопрос, необходимо продолжить исследования по определению возраста пироксенов, так как только эти минералы в условиях глубокого наложенного метаморфизма могут сохранить ранее накопленный ими аргон.

Гарганская зона

Гарганская зона охватывает водораздел рек Оки, Урика и Китоя, в ее строении участвуют два разновозрастных комплекса: архейский комплекс глубокометаморфизованных пород и слабометаморфизованный комплекс пород верхнеархейского возраста. На архейских породах этой зоны отчетливо проявляется наложенный регрессивный метаморфизм.

Для этой зоны были получены возрастные значения, колеблющиеся в широком диапазоне (см. таблицу, определения 54—61). Самая древняя цифра возраста в $2370 \cdot 10^6$ лет по амфиболу из плейроамфиболита, как это отмечено Л. П. Никитиной и другими, наиболее близко соответствует возрасту прогрессивного регионального метаморфизма (Никитина и др., 1963).

В этой зоне в виде реликта сохранился участок биотитового гнейсогранита, возраст которого по биотиту оценивается в $1920 \cdot 10^6$ лет. Эти цифры укладывались в интервале времени $683 \cdot 10^6$ — $1100 \cdot 10^6$ лет. Эти цифры, возможно, отражают результат неполной перекристаллизации архейских пород с возрастом выше $2000 \cdot 10^6$ лет под воздействием более молодых наложенных процессов. Из полученных данных также следует, что амфиболы сохраняют радиогенный аргон в условиях регрессивного метаморфизма лучше, чем слюды.

Западная часть Восточного Саяна

а) **К а н с к а я г л ы б а.** Канская глыба почти целиком расположена в верхнем и среднем течении р. Кана. По геологическим данным, эта глыба представляет собой выход на поверхность докембрийских метаморфических пород, которые охвачены со всех сторон более молодыми образованиями палеозоя. Согласно С. В. Обручеву (1949), Канская глыба в общей структуре Восточного Саяна является частью краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Породы Канской глыбы испытали два этапа

метаморфизма: 1) прогрессивный региональный метаморфизм и 2) регрессивный наложенный метаморфизм или диафторез. На прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации наложился регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Согласно утверждениям В. Я. Хильтовой (1961), наиболее древние цифры возраста, полученные нами ранее по слюдам, относились к породам бирюсинской серии, в той или иной степени затронутым вторичными процессами. В. Я. Хильтова считает, что даже значение в $660 \cdot 10^6$ лет не определяет возраст регионального метаморфизма, а соответствует времени наложенных процессов. Таким образом, по слюдам К—Аг-метод определяет более молодой возраст для бирюсинской серии, чем это следовало из геологических данных.

В таблице (определения 62—74) приведены новые определения возраста слюд и амфиболов из пород бирюсинской серии Канской глыбы, а также значения возраста, полученные нами по слюдам ранее. Как видно из таблицы, во многих случаях амфиболы и слюды показывают одинаковые значения возраста, колеблющиеся в интервале $670 \cdot 10^6$ — $534 \cdot 10^6$ лет. В некоторых случаях для амфиболов намечается небольшое завышение возраста по сравнению с возрастом для слюд: $975 \cdot 10^6$, $1175 \cdot 10^6$ и $1450 \cdot 10^6$ лет. Эти данные подтверждают сделанное ранее В. Я. Хильтовой (1961) заключение о более древнем возрасте пород бирюсинской серии Канской глыбы. Таким образом, и на примере пород данной зоны видно, что амфиболы более устойчивы к влиянию регрессивного метаморфизма, чем слюды.

б) **Д е р б и н с к и й а н т и к л и н о р и й.** Дербинский антиклинорий расположен в центральной части Восточного Саяна. В этом районе обнажаются породы дербинской и кувайской серий протерозоя. Эти породы метаморфизованы неоднократно. Среди них имеются породы, метаморфизованные как до амфиболитовой, так и до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. В отличие от бирюсинской серии Канской глыбы породы Дербинского антиклинория претерпели один этап прогрессивного метаморфизма. Полученные нами ранее данные по слюдам из метаморфических пород расположились в интервале $450 \cdot 10^6$ — $500 \cdot 10^6$ лет. Такие же значения для возраста $420 \cdot 10^6$ — $550 \cdot 10^6$ лет были получены для слюд, извлеченных из гранитоидов, прорывающих породы дербинской серии. Таким образом, все породы дербинской серии имеют возраст одного и того же порядка, который соответствует нижнему палеозою. Как отмечает В. Я. Хильтова, метаморфизм рассматриваемых толщ, связанный с внедрением гранитоидов палеозойского возраста, по-видимому, уничтожил допалеозойские метаморфические изменения в породах, которые сейчас поэтому микроскопически не улавливаются.

Новые данные, полученные нами на амфиболах, слюдах и пироксене, представлены в таблице (определения 75—82). Для амфибола и пироксена получено несколько значений возраста, превышающих $600 \cdot 10^6$ лет, что может служить некоторым указанием на докембрийский возраст пород Дербинского антиклинория. Однако для окончательного вывода необходимо произвести дополнительные определения возраста амфиболов и пироксенов из пород этого района.

Район поселка Масельги-Лепинияниemi в Южной Карелии

Глыба архея, расположенная к востоку от чалкинской эффузивно-сланцевой толщи, согласно описанию С. Б. Лобач-Жученко и др. (1961), сложена амфиболовыми и биотитовыми сланцами, мигматитами, гнейсо-

гранитами и пегматитами. В приконтактной зоне с метаморфизованными эффузивами породы архея испытывают наложенный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации. Наложенный метаморфизм прослеживается на расстоянии от 500 до 800 м от контакта. Архейский возраст этой глыбы подтверждается определением возраста мусковита из плагиомикроклинового пегматита, для которого было получено значение по К—Аг-методу в $2520 \cdot 10^6$ лет (см. таблицу, определения 83—89). По биотиту из пегматита и мигматита архейской глыбы были получены пониженные величины возраста, которые свидетельствовали о наложенных процессах омоложения или перекристаллизации слюды. По биотиту из пегматита было получено значение в $1780 \cdot 10^6$ лет, которое хорошо согласуется с возрастом биотита в $1820 \cdot 10^6$ лет, извлеченного из амфибол-биотитового сланца протерозоя.

На основании приведенных данных можно было сделать вывод, что биотит в глыбе архея был омоложен в протерозойское время. Интересно было проследить, как поведут себя в этих условиях амфиболы. Мы воспользовались двумя парами биотитов и амфиболов из пород этого района, предложенными нам сотрудником Лаборатории геологии докембрия С. Б. Лобач-Жученко. Одна пара минералов была отобрана из чалкинского диорита, а другая — из амфибол-биотитового гранита у пос. Лепинияниemi. Кроме того, вблизи этого села был отобран отдельно амфибол, возраст которого также показан в таблице ($2570 \cdot 10^6$ лет). Из всех данных, помещенных в таблице, видно, что во всех случаях для амфиболов помещаются большие значения для возраста, чем для слюд, извлеченных из тех же образцов пород. Видно также, что значения, полученные для амфиболов, хорошо согласуются с цифрой возраста в $2520 \cdot 10^6$ лет, полученной по мусковиту из пегматита к северу-западу от Няльозера. Следовательно, и здесь можно заметить, что амфиболы более устойчивы к влиянию вторичных наложенных процессов, чем биотиты.

Кроме указанных выше районов, определения возраста слюд и амфиболов были сделаны для ряда других мест Советского Союза: из Беломорских гнейсов, сиенитов Приазовья и т. д. Результаты этих исследований приведены в таблице (определения 90—104). Как следует из таблицы, во всех случаях по амфиболам и биотитам в пределах точности анализа для рассматриваемых районов были получены одинаковые значения возраста. Эти данные говорят об одновременном образовании минералов в исследуемых нами породах.

В заключение следует остановиться на случае, когда для амфиболов были получены несколько меньшие значения возраста, чем для биотитов. Эти результаты приведены в таблице (определения 105—112). Причины низкого возраста амфиболов пока неясны. Не исключена возможность, что амфиболы в этих породах образовались значительно позже слюд, в результате наложенных процессов. Для решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования. Кратко резюмируя все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. По биотитам и амфиболам во многих случаях получаются в пределах точности определения одинаковые значения возраста, что указывает, видимо, на одновременное их образование.

2. Из полученных нами экспериментальных данных следует, что амфиболы по сравнению с биотитами более устойчивы к влиянию вторичных наложенных процессов.

3. Наиболее устойчивыми к влиянию наложенного регрессивного метаморфизма являются пироксены, которые и в этих условиях могут давать возраст прогрессивного регионального метаморфизма.

В заключение считаем своим долгом выразить благодарность сотрудникам Лаборатории геологии докембрия АН СССР С. Б. Лобач-Жученко,

Л. П. Никитиной, В. Я. Хильтовой и старшим научным сотрудникам М. Д. Крыловой и Г. М. Друговой, любезно предоставившим свои материалы для использования в настоящей работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурксер Е. С. и Ф. И. Котловская. Опытные определения абсолютного возраста горных пород по амфиболам. ДАН УССР, № 12, 1961.
- Виноградов А. П., А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова. О возрасте пегматитов Станового комплекса. Геохимия, № 5, 1960.
- Герцен А. И. Эмпирия и идеализм. Письма об изучении природы (1846 г.). ОГИЗ, 1946.
- Лобач-Жучепко С. Б. и Н. И. Пинаева. Об абсолютном возрасте и характере контактов пород архея и нижнего протерозоя (Южная Карелия). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Никитина Л. П. и др. Докембрий Восточного Саяна. См. постоянный сборник, стр. 219.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской складчатой зоны. ДАН СССР, т. 68, № 5, 1949.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Рубинштейн М. М. О достоверности новейших геохронологических шкал и возможности их уточнения. Тр. X сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.
- Судовиков Н. Г. и А. Н. Неелов. О возрасте станового комплекса. Вопросы геохронологии и геологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Хильтова В. Я. Метаморфизм Бирюсинской и Дербинской серий и его абсолютный возраст. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Damon P. E. and J. L. Kulp. Excess He and Ar in beryl and other minerals. Amer. Miner., vol. 43, № 5—6, pp. 433—459, 1958.
- Hart S. R. The use of hornblendes and pyroxenes for K—Ar dating. Journ. Geophys. Research, vol. 66, pp. 2995—3004, 1961.
- Hart S. R. and R. T. Dodd. Excess radiogenic argon in pyroxenes. Journ. Geophys. Research, vol. 67, pp. 2198—2999, 1962.

*Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова, Ф. П. Митрофанов,
И. Н. Крылов*

РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ПРОЦЕССЫ ОМОЛОЖЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Введение

1. С широким применением К—Аг-метода определения абсолютного возраста пород для ряда регионов выявилось расхождение данных, полученных этим методом, с геологическими, что объясняется нарушением отношения К—Аг в минералах, по которым определялся возраст. Это нарушение в слюдах и амфиболах одними исследователями связывается с наложенными процессами метаморфизма (Deutsch Sarah a. oth., 1961; Комлев и др., 1958; Комлев и др., 1961; Судовиков, Неелов, 1961), другими — с более поздними орогеническими движениями (Wetherill a. oth., 1962) и, наконец, третьими — с диффузией аргона без видимых процессов перекристаллизации (Everden a. oth., 1960; Салоп, 1963 и др.).

2. В последние годы Саянской экспедицией Лаборатории геологии докембрия АН СССР собран большой материал по определению абсолютного

возраста горных пород Восточного Саяна. В радиологической лаборатории ЛАГЕД АН СССР под руководством проф. Э. К. Герлинга для этого региона проведено свыше 250 определений абсолютного возраста. Основная масса их выполнена К—Аг-методом по слюдам, значительно меньше определений по амфиболам (10), пироксенам (6) и валовым пробам (10). Определения Rb—Sr-методом единичны, вследствие низкого содержания рубидия в докембрийских породах Восточного Саяна.

3. Применение радиологических методов, с одной стороны, подтвердило правильность выделения в Восточном Саяне архейского (2700—1900 млн лет), протерозойского (1880—708 млн лет) и палеозойского (540—290 млн лет) осадочно-метаморфических и магматических комплексов; позволило определить возрастные пределы этапов развития Восточно-Саянской подвижной области, выделенных на основании геологических данных: нижнепротерозойского — от 1900 до 1700 млн лет, среднепротерозойского — от 1700 до 1100 млн лет и верхнепротерозойского — от 1100 до 600 млн лет; позволило уточнить и в ряде случаев однозначно решить спорный вопрос о возрасте той или иной стратиграфической единицы или магматического комплекса.

С другой стороны, во многих случаях обнаружилось явное несоответствие радиологических и геологических данных о возрасте пород и широкий диапазон значений абсолютного возраста для пород одного и того же комплекса, серии, свиты и т. д. При этом оказалось: 1) различные структуры, сложенные разновозрастными образованиями, характеризуются неодинаковыми значениями абсолютного возраста горных пород, полученными по биотитам и амфиболам К—Аг- и Rb—Sr-методами; 2) цифры одного порядка характеризуют обширные зоны, сложенные разновозрастными породами и соответствующие отдельным современным тектоническим структурам или ряду таких структур. Все это привело к возникновению представлений о широком развитии разновозрастных процессов омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна.

Разновозрастные процессы омоложения архейских пород

Архейские породы различных частей краевого выступа фундамента Сибирской платформы и глыб среди протерозойского обрамления ее имеют неодинаковые значения абсолютного возраста биотитов и амфиболов (рис. 1 и 2).

4. В краевом выступе фундамента Сибирской платформы выделяются три зоны, отвечающие трем самостоятельным структурам, история развития которых в протерозойское и палеозойское время была различной (см. статью И. П. Бузикова и др. в настоящем сборнике): Присаянской (к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома), Онетско-Бельской и Бирюсинской (к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома).

В Присаянской структуре для биотитов и амфиболов пород, относимых нами к архею (шарыжалгайская и слюдянская серии), установлены нижнепротерозойские (1830—1755 млн лет) и реже среднепротерозойские (1630—1520 млн лет) возрастные значения, в Бирюсинском горсте (бирюсинская серия) — верхнепротерозойские — нижнепалеозойские (592—450 млн лет), в Онетско-Бельской структуре (шарыжалгайская и слюдянская серии) — средне-верхнепалеозойские (398—206 млн лет) возрастные значения.

5. Принадлежность пород этих серий к архейскому комплексу, несмотря на разноречивость радиологических данных, геологически доказывается достаточно достоверно.

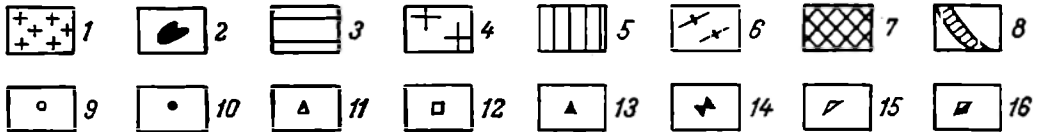
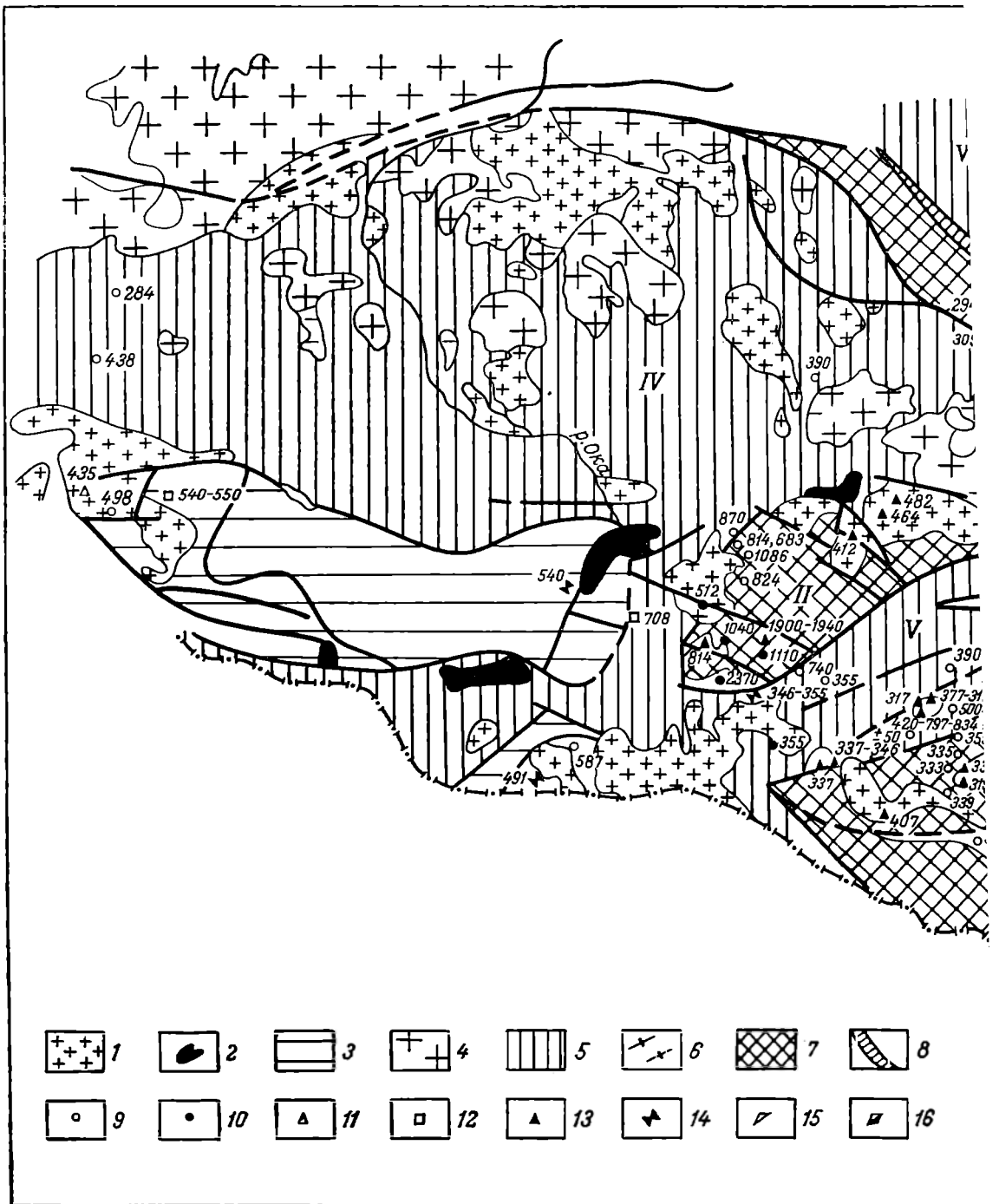
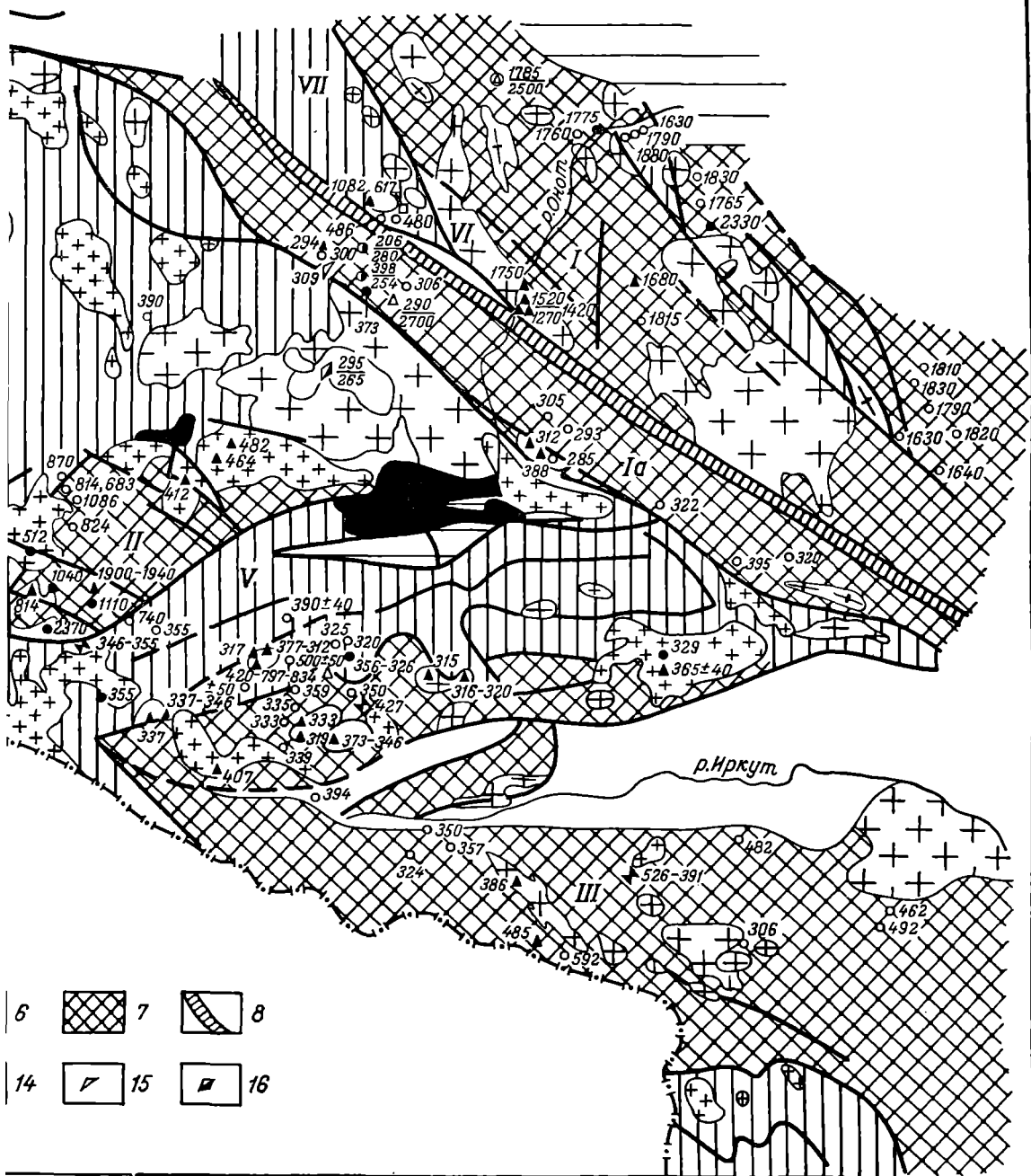


Рис. 1. Схема распределения цифр абсолютного возраста пород в различных структурах юго-востока

1 — палеозойские гранитоиды; 2 — нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы; 3 — палеозойский комплекс метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород; 4 — архейские гранитоиды; 5 — протерозойский комплекс метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород; 6 — архейские гранитоиды; 7 — зона Саяно-Байкальского; 8 — зона Саяно-Байкальского. Определения К—Аг-методом по минералам регионально метаморфизованных пород: 9 — биотитам, 10 — амфиболом, 11 и перматитов, 12 — слюдам и амфиболом контактовых роговиков. Определения Rb—Sr-методом: 13 — по биотитам, 14 — по биотитам, 15 — по биотитам, 16 — по биотитам. II — Гарганская, III — Тункинско-Хамардабанская, IV — Окинская, V — Китойская, VI — Усангольский



различных структурах юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана.

вные породы; 3 — палеозойский комплекс осадочных и вулканогенных пород; 4 — протерозойские гранитоиды; род; 6 — архейские гранитоиды; 7 — архейский комплекс метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород; 8 — зона Саяно-Байкальского разлома.

од: 9 — биотитам, 10 — амфиболом, 11 — пироксенам, 12 — валовым пробам, 13 — биотитам и амфиболом из гранитов и Rb—Sr-методом: 15 — по биотитам, 16 — по микроклинам. Структуры: I — Присаянская, Ia — Онотско-Бельская, V — Китойская, VI — Усагольский массив нижнепротерозойских гранитоидов, VII — Урикско-Ийский грабен.

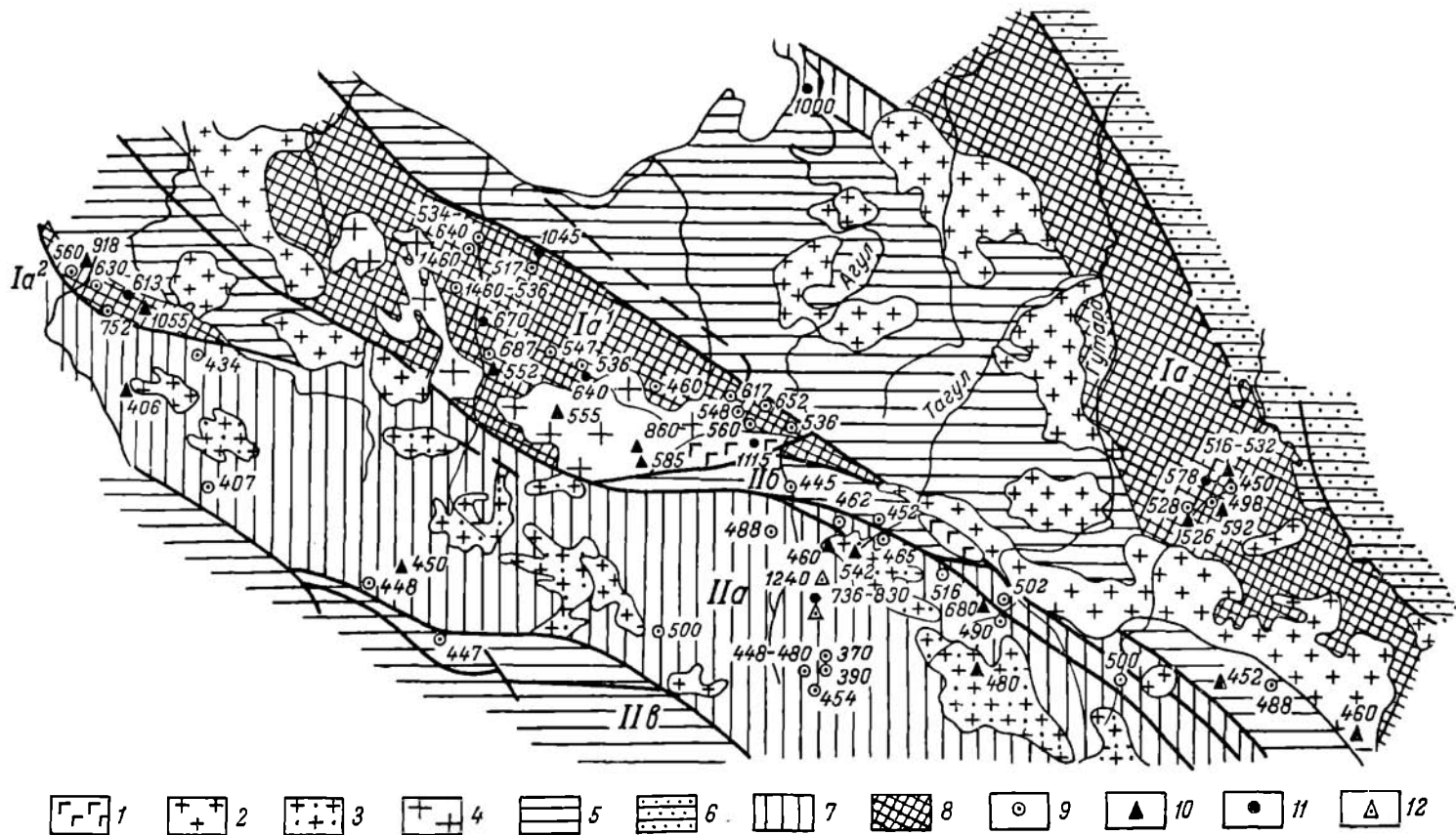


Рис. 2. Распределение цифр абсолютного возраста в структурных зонах центральной части Восточного Саяна.

1 — нижнепалеозойские основные породы; 2 — нижнепалеозойские гранитоиды; 3 — верхнепротерозойские гранитоиды; 4 — нижнепротерозойские гранитоиды; 5 — нижний палеозой; 6 — поздний докембрий; 7 — протерозой; 8 — архей. Определение проведено: 9 — по следам метаморфических пород, 10 — по следам гранитов и пегматитов, 11 — по амфиболам, 12 — по пироксенам. Ia — Вирюсинский горст; Ia' — Капская глыба; Ia'' — Арзыйбайская глыба; IIa — зона центрального поднятия (Дербинский антиклинорий); IIб — Удинско-Колбинская тектоническая зона; IIс — Кизирская тектоническая зона.

В Присаянской структуре при отсутствии стратиграфических контактов с нижнепротерозойским комплексом пород (свиты камчадалская, Соснового Байца и большеберченская; 1880—1790 млн лет) отнесение шарыжалгайской и слюдянской серий к более древнему, донижнепротерозойскому комплексу основывается на том, что первоначально метаморфизованные до гранулитовой фации породы этих серий в нижнепротерозойское время были уже регионально диафторированы (в условиях высокотемпературной части эпидот-амфиболитовой—амфиболитовой фаций) одновременно с метаморфизмом нижнепротерозойских пород. Архейский возраст рассматриваемых серий находит подтверждение и в единичных значениях абсолютного возраста пироксенов и амфиболов (2500—2330 млн лет).

6. Глубокометаморфизованные породы Оютско-Бельской структуры коррелируются с архейскими образованиями шарыжалгайской и слюдянской серий Присаянской структуры, так как они имеют сходный с ними петрографический состав и характер напластования, одинаковую степень регионального метаморфизма (гранулитовая фация) и процессов ультраметаморфизма, одинаковое, более низкое стратиграфическое положение относительно пород нижнепротерозойского комплекса (трансгрессивное перекрывание толщи породами нижней части протерозойского разреза наблюдалось В. К. Маньковским и А. Ф. Тащилковым, 1960). Правильность такого сопоставления подтверждается и определением абсолютного возраста моноклинового пироксена из Оютско-Бельской структуры (2700—2250 млн лет).

В Бирюсинском горсте породы бирюсинской серии трансгрессивно перекрываются позднекембрийскими отложениями карагасской свиты (Коноплев, 1937; Мордовский, 1958), а в базальных конгломератах нижнего кембрия встречается обломочный материал метаморфических пород серии (Мордовский, 1958). Единство тектонического плана и характера структур, сходство литологического состава и особенностей метаморфизма (высокая степень, достигающая иногда гранулитовой фации, региональная мигматизация и т. д.) бирюсинской серии с архейскими породами Оютско-Бельской и Присаянской структур позволяют относить названную серию также к архею.

7. В архейских породах глыб имеет место расхождение возрастных значений биотитов и амфиболов с установленным по геологическим данным возрастом пород.

В Гарганской глыбе радиологические определения, произведенные по биотитам для архейских пород, образуют широкий диапазон значений, от архейских до верхнепротерозойских. Цифры группируются в несколько порядков: 1940—1900, 1100—1040 и 824—683 млн лет.

В Канской глыбе для пород метаморфической толщи (аналог архейской бирюсинской серии) даже в пределах одного стратиграфического горизонта установлены значения абсолютного возраста нескольких порядков: 1460—1110 млн лет (по амфиболам), 670—590 млн лет (по биотитам и амфиболам) и 540—450 млн лет (по биотитам).

Значения абсолютного возраста биотитов из метаморфических пород Тункинско-Хамардабанской глыбы укладываются в интервал 592—306 млн лет.

8. Архейский возраст метаморфических пород названных глыб геологически обоснован вполне надежно.

В Гарганской глыбе архейский возраст толщи гнейсов и амфиболитов устанавливается по наличию обломочного материала ее пород в мраморах нижней части разреза протерозойского комплекса обрамления глыбы и трансгрессивному перекрыванию ее свитой верхнего протерозоя, охарактеризованной верхнепротерозойскими водорослями и имеющей абсолютный

возраст 870 млн лет. В полном соответствии с этими данными находятся и некоторые радиологические определения. Для амфиболов плейроамфиболитов установлен возраст в 2370 млн лет. Абсолютный возраст гнейсогранитов китойского комплекса, тесно связанного с процессами складчатости и регионального метаморфизма толщи, составляет 1940—1900 млн лет.

В Канской глыбе породы метаморфической толщи трансгрессивно перекрываются нижекембрийскими конгломератами (койская свита), а в гальках нижекембрийских конгломератов Удинско-Колбинской зоны находятся уже диафторированные породы этой толщи.

В Тункинско-Хамардабанской глыбе архейский возраст пород устанавливается на основании ряда косвенных данных: сходство пород метаморфического комплекса с архейскими породами Присаянской структуры, для которых архейский возраст обоснован геологически и радиологически; запрокидывание складчатых структур протерозойских пород обрамления (Китойской и Косокольско-Джидинской структур) в сторону глыбы; разрывная тектоника и интенсивно проявленный диафторез протерозойского возраста.

9. Возрастные значения, полученные по биотитам и амфиболам метаморфических пород в рассмотренных структурах, не отражают возраста комплекса, а датируют время проявления каких-то более поздних наложенных процессов изменения пород и минералов (процессов «омоложения»), которые в Присаянской структуре имели место в нижнепротерозойское время, в Бирюсинской — в верхнепротерозойское—нижнепалеозойское, в Онотско-Бельской — в средне-верхнепалеозойское; в Гарганской глыбе — в средне- и верхнепротерозойское, в Канской — верхнепротерозойское и нижнепалеозойское и в Тункинско-Хамардабанской — в нижнепалеозойское время.

10. Проявление процессов омоложения в архейских породах объясняется тем, что в протерозое и палеозое структуры, слагаемые ими, вновь входили в состав подвижной области (см. статью И. П. Бузикова и др. в настоящем сборнике). Разновременность омоложения в этих структурах связана, вероятнее всего, с различным геотектоническим положением их в каждом из этапов развития подвижной области.

В нижнем протерозое архейские породы Присаянской, Бирюсинской и Онотско-Бельской структур слагали глубоко погруженный фундамент геосинклинальных прогибов (Присаянского и Иркутно-Дербинского). В период складчатости, регионального метаморфизма нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных толщ и внедрения гранитоидов (онотский комплекс), имевших место в Присаянской структуре на границе нижнего и среднего протерозоя, архейские породы этой структуры подверглись глубокой минералогической и структурной переработке в условиях, изофациальных с условиями прогрессивного регионального метаморфизма нижнепротерозойских пород. Пироксенсодержащие породы гранулитовой фации при регрессивном метаморфизме этого этапа были замещены разнообразными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами и сланцами амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фаций. Поэтому биотиты и амфиболы архейских пород Присаянской структуры датируют не время проявления прогрессивного регионального метаморфизма архейских толщ, а время наложенного регрессивного метаморфизма (1830—1765 млн лет). Таким образом, противоречие геологических и радиологических данных для архейских пород Присаянской структуры кажущееся.

В архейских породах Бирюсинской и Онотско-Бельской структур процессы регрессивного метаморфизма (также условий эпидот-амфиболитовой—амфиболитовой фаций), судя по геологическим данным, имели место на границе среднего и верхнего протерозоя (в период складчатости

и регионального метаморфизма ниже-среднепротерозойских отложений в пределах Бирюсинско-Дербинского, Окинского и Китойского геосинклинальных прогибов, фундамент которых слагали эти породы). Однако радиологические данные, полученные по биотитам и амфиболам, не соответствуют времени проявления регрессивного метаморфизма в архейских породах, а показывают время еще более поздних (палеозойских) изменений слюд и амфиболов. При этом последние протекали без видимого минералообразования и изменения структур пород в целом.

Онотско-Бельская и Бирюсинская структуры в палеозойское время входили в состав Алтае-Саянской подвижной области (как часть структуры типа периферической геоантиклинали по отношению к Тувинскому геосинклинальному прогибу) и подвергались интенсивным тектоническим движениям, а также воздействию процессов магматизма и щелочного метасоматоза палеозойского возраста (см. статью И. П. Бузикова и др. в настоящем сборнике). Этим, по-видимому, обусловлено проявление в Бирюсинской и Онотско-Бельской структурах значительно более поздних палеозойских процессов омоложения. Хотя последние протекали без видимого минералообразования, они были весьма интенсивными и проявились во всех породах равномерно, поэтому среднепротерозойские возрастные значения здесь не сохраняются.

Напротив, Присаянская структура, отделенная от Бирюсинской и Онотско-Бельской глубинным Саяно-Байкальским разломом, начиная уже с посленижнепротерозойского времени почти полностью консолидируется и в последующие этапы развития подвижной области Восточного Саяна выступает как структура геоантиклинального типа, в которой тектонические движения средне- и верхнепротерозойского возраста проявляются в виде разрывных нарушений и вызывают лишь локальное диафорическое изменение пород архейского и нижнепротерозойского комплексов и их незначительное омоложение. В палеозойское же время Присаянская структура характеризуется типично платформенным режимом развития, вероятно, поэтому и процессы омоложения этого возраста на большей территории ее не устанавливаются. Именно этим, по-видимому, и объясняется сохранение нижнепротерозойских значений возраста для биотитов и амфиболов архейских и нижнепротерозойских пород Присаянской структуры, в отличие от двух других, и редкое появление более низких значений.

11. Существование нескольких порядков цифр абсолютного возраста в глыбах также находится в соответствии с геологическими данными о длительности развития этих структур и многоэтапности геологических процессов в них.

В Гарганской глыбе архейские цифры (2370—1900 млн лет) датируют абсолютный возраст прогрессивного регионального метаморфизма. Цифры более низких порядков (1100—1040 и 824—683 млн лет) соответствуют, по-видимому, возрасту двух последовательных этапов наложенного регрессивного метаморфизма, отчетливо устанавливаемых в архейских породах этой структуры и связанных с процессами складчатости и метаморфизма протерозойских пород обрамления глыбы: первый этап — на границе среднего и верхнего протерозоя, второй — на границе верхнего протерозоя и кембрия.

В Канской глыбе широкие колебания цифр абсолютного возраста биотитов и амфиболов также связаны с развитием наложенных процессов метаморфизма, проявившихся здесь в несколько этапов (нижнепротерозойский, верхнепротерозойский и нижнепалеозойский; Хильтова, 1961), а также тектонических движений и магматизма как протерозойского, так и нижнепалеозойского возраста.

В Тункинско-Хамардабанской структуре палеозойские значения аб-

солютного возраста, полученные для слюд, датируют время наиболее поздних (палеозойских) изменений пород, связанных, по-видимому, с контактовым воздействием палеозойских магматических пород и проявлением щелочного метасоматоза.

Разновременность процессов омоложения в глыбах подтверждает их неодинаковую геологическую историю в протерозое и палеозое, разновременность обособления их как геантиклинальных структур и превращения в области размыва (Хильтова и др., 1964 г.).

12. Возраст пироксенов и амфиболов ортоамфиболитов в различных структурах характеризуется близкими значениями (2700—2330 млн лет), согласующимися с геологическими данными о времени проявления регионального метаморфизма в архейских породах. Это объясняется тем, что пироксен является высокотемпературным минералом, устойчивым в узком интервале температур и давлений, обладает высокой энергией активации и низким коэффициентом диффузии аргона (Амирханов и др., 1959), поэтому в нем трудно предполагать нарушение К—Аг-соотношения в результате каких-то изменений в структуре без разрушения минерала в целом.

Значения абсолютного возраста биотитов и амфиболов метаморфических пород различных структур колеблются в широких пределах, от нижнепротерозойских до верхнепалеозойских. Они отражают время проявления наиболее поздних наложенных процессов, связанных с протерозойскими и палеозойскими этапами развития каждой из этих структур. Широкий интервал температур и давлений, в котором может образовываться биотит, и его способность к полиморфным превращениям (Smith a. Joder, 1954; 1956) могут служить объяснением того, что возрастные значения, получаемые по биотиту, в отличие от пироксенов отражают время наиболее поздних процессов.

Процессы палеозойского омоложения докембрийских пород

13. Протерозойские метаморфические и магматические породы Восточно-Саянского (Дербинского) антиклинория (рис. 2) имеют почти одинаковые с архейскими породами Бирюсинского горста и Канской глыбы возрастные значения (преимущественно нижнепалеозойские). Абсолютный возраст биотитов нижнепротерозойских пород, трансгрессивно перекрываемых породами верхнего протерозоя, которые в свою очередь в изобилии находятся в гальке нижнекембрийских конгломератов, определяется в 550—370 млн лет. Биотиты из гранитоидов, прорывающих породы этого антиклинория и находимых в гальке нижнекембрийских конгломератов, имеют абсолютный возраст 542—417 млн лет. Несколько выше возраст амфибола и пироксена гнейсов (соответственно 736 ± 126 и 830 ± 250 млн лет). Возраст биотита из того же образца — 370 млн лет. Для амфибола с примесью пироксена получено значение в 1240 млн лет.

Аналогичная картина наблюдается и в юго-восточной части Восточного Саяна. Абсолютный возраст биотитов и амфиболов архейских (Тункинско-Хамардабанская и Оротско-Бельская структуры), протерозойских (Окинская и Китойская структуры) и палеозойских (Боксон-Сархойская структура) пород определяется одинаковыми (преимущественно среднепалеозойскими) значениями (рис. 1).

Принадлежность всех этих пород к различным комплексам доказывается наличием несогласий и перерывов между ними. Возраст палеозойского комплекса установлен на основании находок фауны археоциат и радиологических данных (540 млн лет для бокситов, свинцовый метод; Ильина 1959). Нижнепалеозойские породы с конгломератами в основании пере-

крывают протерозойский комплекс. Сланцы, лежащие непосредственно под конгломератами, имеют возраст 708 млн лет (валовая проба).

В Китойской структуре для нижнепротерозойских метаморфических пород по биотитам определен возраст 425—335 млн лет, для среднепротерозойских метаморфических пород (по биотитам и амфиболам) — 500—345 млн лет, для верхнепротерозойских метаморфических пород — 390—292 млн лет и для протерозойских разновозрастных гранитоидов (по биотитам и амфиболам) — 837—315 млн лет.

В Окинской структуре биотиты нижнепротерозойских пород характеризуются теми же значениями возраста — 488—284 млн лет, а для верхнепротерозойских установлены значения — 870—708 млн лет.

Абсолютный возраст биотитов и амфиболов архейских пород Тункинско-Хамардабанской и Оротско-Бельской структур, как уже указывалось выше, определяется соответственно значениям 592—306 и 398—206 млн лет.

Для биотитов нижнепалеозойских гранитов, прорывающих породы всех этих комплексов, установлены те же пределы возрастных значений — 495—337 млн лет.

14. Выравнивание величин абсолютного возраста биотитов для всех пород, от архейских до нижнепалеозойских, наблюдается на огромной территории, охватывающей всю область Восточного Саяна к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома. К северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома палеозойские возрастные значения для биотитов докембрийских пород наблюдаются только в краевой зоне шириной в 15—20 км вдоль этого разлома. Так, величины абсолютного возраста биотитов метаморфических пород¹ Урикско-Ийского грабена, ограниченного с юго-запада Саяно-Байкальским разломом (рис. 1), отвечают верхней границе протерозоя, кембрию и ордовику (Геохронологическая шкала, 1960). В то же время возрастные значения, полученные для слюд пегматитов и гранитов, прорывающих эти породы, значительно выше (1790, 1690,² 1800, 1082 млн лет для нижнепротерозойских пегматитов; 1085 млн лет для среднепротерозойских гранитов саянского комплекса) и согласуются с геологическими данными о времени их становления. Нивелировка значений абсолютного возраста биотитов протерозойских метаморфических пород грабена указывает на полную перекристаллизацию их в палеозойское время. В биотитах же магматических пород происходили, по-видимому, лишь незначительные изменения, сопровождавшиеся частичной потерей аргона, результатом чего явились промежуточные значения абсолютного возраста, так же как и в биотитах нижнепротерозойских гнейсо-гранитов Усан-Гольского массива (1750—1270 млн лет).

15. Одним из возможных объяснений нивелировки возрастных значений биотитов из разновозрастных пород огромной территории, расположенной к юго-западу от Саяно-Байкальского разлома, может быть одинаковое геотектоническое положение их в палеозое. Все докембрийские породы этой территории (как архейские, так и протерозойские) слагали единую крупную структуру геантиклинального типа в составе Алтае-Саянской палеозойской подвижной области. Эта территория в палеозойское время пережила ряд геологических событий (см. статью И. П. Бузикова и др. в настоящем сборнике), которые несомненно должны были привести

¹ Докембрийский возраст метаморфических пород грабена устанавливается на основании перекрывания их с отчетливо выраженными угловым и стратиграфическим несогласиями отложениями карагасской и оселочной свит верхнего протерозоя, на которые в свою очередь со стратиграфическим перерывом ложится мотская свита нижнего кембриа (Зайцев, 1954; Мордовский, 1958).

² Слешнев и Шанин (1961).

к нарушению соотношения калия и аргона в минералах докембрийских пород и их «омоложению».

Территория к северо-востоку от Саяно-Байкальского разлома (При-саянская структура) в палеозое являлась уже частью Сибирской платформы. Процессы палеозойского омоложения проявились здесь лишь в узкой краевой зоне, прилегающей к Саяно-Байкальскому разлому.

Заключение

Приведенные материалы позволяют сделать ряд выводов.

1. Несоответствие радиологических и геологических данных, а также разнообразие возрастных значений для разновозрастных пород Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана является результатом процессов омоложения.

2. Процессы, приводящие к омоложению, разнообразны и имеют различный возраст. В одних случаях это процессы регрессивного метаморфизма, в других — магматические и метасоматические, в третьих — тектонические движения или совокупность тех и других. Поэтому структуры, сложенные разновозрастными породами, но в последующие эпохи имеющие различную геологическую историю, характеризуются разными значениями абсолютного возраста; и наоборот, структуры или ряд структур, сложенные разновозрастными породами, но в палеозойский этап развития этого региона занимающие одинаковое геотектоническое положение, имеют одинаковый (палеозойский) абсолютный возраст.

3. Наиболее надежно абсолютный возраст первоначального регионального метаморфизма датируется возрастными значениями пироксенов и амфиболов ортоамфиболитов.

4. Цифры возраста, получаемые К—Аг-методом по биотитам и амфиболам (по крайней мере из метаморфических пород), отражают возраст наиболее поздних наложенных процессов, поэтому данные К—Аг-метода имеют огромное значение при анализе геологического развития регионов.

5. Определение абсолютного возраста докембрийских пород К—Аг-методом по различным минералам позволяет не только устанавливать последовательность геологических событий, но вскрывать и датировать время проявления тех процессов, которые другими методами геологических и петрологических исследований не обнаруживаются.

ЛИТЕРАТУРА

- Амрханов Х. И., Е. Н. Бартницкий, С. Б. Брандт, Г. В. Войткевич. О миграции аргона и гелия в некоторых породах и минералах. ДАН СССР, т. 126, № 1, 1959.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным Лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии, т. 1, Изд. АН СССР, 1954.
- Ильина Н. С. Стратиграфия и некоторые особенности условий образования боксонской свиты в Восточных Саянах. Тр. ВАГТ, вып. 5, 1959.
- Комлев Л. В., С. И. Данилевич, К. С. Иванова, А. Д. Михалевская, М. С. Филиппов, М. С. Чупахин. О возрасте чарнокитов и чудново-бердичевских гранитов Украины. Докл. на X сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР, 1958.
- Комлев Л. В., В. Г. Савоенков, С. И. Данилевич, К. С. Иванова, Т. Н. Кучина, А. Д. Михалевская. Процессы омоложения в докембрии Бугской складчатой зоны. Докл. на X сессии Комиссии по опр. абс. возр. геол. формаций, Изд. АН СССР, 1961.
- Коплов С. П. Геологический очерк Бирюсинского слюдоносного района. Тр. ВСГРГ, вып. 13, Иркутск, 1937.
- Крылов А. Я., Ю. И. Силин. Время метаморфизма древних отложений северной зоны Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 122, № 5, 1958.

- Маньковский В. К., А. Ф. Тащилов. О взаимоотношениях между архейскими и протерозойскими образованиями в южной части Восточного Саяна. ДАН СССР, т. 132, № 4, 1960.
- Мордовский В. Т. О границе кембрий—докембрий краевых зон Иркутского амфитеатра. Тр. Межведомств. совещ. по разр. унпфпцир. стратигр. схем Сибири. Изд. АН СССР, 1958.
- Салоп Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. Геология и геофизика, № 1, 1963.
- Слепнев Ю. С., Л. О. Шанин. Абсолютный возраст редкометалльных пегматитов Восточного Саяна. Геохимия, № 1, 1961.
- Судовиков Н. Г., А. Н. Неелов. О возрасте станового комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Хильтова В. Я. Метаморфизм бирюсинской и дербинской серий и их абсолютный возраст. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Хильтова В. Я., Л. П. Никитина, И. П. Бузиков, Н. А. Авдонцев. Тектоника докембрийских глыб и их абсолютный возраст (в печати).
- Deutsch Sarah, E. E. Biccio, M. Reinharz. Age measurements on Antarctic rocks (Queen Maud Land). Nature (Engl.), vol. 191, № 4785, 1961.
- Everden J. F., G. H. Curtis, R. W. Kistler and J. O. Bradovich. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucite and phlogopite. Amer. J. Sci., vol. 258, № 8, 1960.
- Smith J. V. and H. S. Joder. Theoretical and x-ray study of the mica polymorphs. Amer. Miner., vol. 39, № 9—10, 1954.
- Smith J. V. and H. S. Joder. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. Mineral. Mag. London, vol. 21, 1956.
- Wetherill G. W., O. Kouvo, G. R. Tilton, P. W. Gast. Age measurements on rocks from the Finish Precambrian. Journ. Geol., vol. 70, № 1, 1962.

В. П. Ешук

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ АЛДАНСКОГО ЩИТА

В последнее десятилетие в пределах Алданского щита обнаружен целый ряд ультраосновных щелочных интрузий центрального типа: Инаглинская, Кондерская, Чадская, Арбарастахская, Ингилийская и Горкоозерская. Исключительная четкость в стратиграфическом положении указанных интрузий и связь их с типично платформенными образованиями, не подвергавшимися в последующем складчатости и метаморфизму, позволяет рассматривать этот комплекс в качестве важной опорной точки абсолютной геохронологии.

В настоящее время уже твердо установлено, что ультраосновные щелочные интрузии Алданского щита представляют собой генетически единый ультраосновной щелочной комплекс (Рожков и др., 1962; Ельянов и Моралев, 1961; Зленко, 1961). Все эти интрузии в плане имеют в той или иной степени выраженное зонально-концентрическое строение, обусловленное закономерной сменой слагающих их горных пород от центра к периферии. Крутое, почти вертикальное положение контактных поверхностей различных горных пород, хорошо наблюдаемых благодаря резко расчлененному рельефу интрузий, позволяет считать, что зонально-концентрическое строение их сохраняется и с глубиной. Исходя из этого предполагается, что морфологически рассматриваемые интрузии представляют собой скорее трубообразные или цилиндрические почти вертикально поставленные тела. Диаметр в поперечнике разных интрузий различный и варьирует в пределах 3—10 км.

Разные интрузии имеют неодинаковый петрографический состав, что, по мнению некоторых исследователей, связано с различной глубиной их эрозионного среза (Шейнман, 1958; Зленко, 1961). В строении Инаглинской, Кондерской и Чадской интрузий в центральной части принимают участие ультраосновные породы, преимущественно дуниты, а в краевой — различные щелочные габброидные породы, сиениты, диориты, монцитониты, сопровождающиеся жильной серией, представленной граносиенит-аллиитами, эгириновыми сиенитами и щелочными сиенит-пегматитами с редкометальной минерализацией. Кроме того, среди жильных пород развиты пироксениты и нефелиновые сиениты. Арбарастахская интрузия в центральной своей части сложена главным образом пироксенитами, а в краевой — ийолит-мельтейгитами. Ингилийская и Горноозерская интрузии целиком слагаются различными щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии. Характерной особенностью трех последних щелочных интрузий является наличие среди их жильных образований карбонатитов, заключающих в себе редкометальную минерализацию.

Район развития интрузий характеризуется двухъярусным строением. Нижний структурный ярус представлен интенсивно дислоцированными и глубокометаморфизованными архейскими и протерозойскими кристаллическими образованиями. Верхний ярус, являющийся осадочным чехлом, сложен неметаморфизованными синийскими и кембрийскими отложениями.

Синийский терригенно-карбонатный комплекс осадков, заключающий отложения (снизу вверх) конкулинской, гонамской, омахтинской, энвинской, омвинской, малгинской, цинандинской, лахапдинской и кандыкской свит суммарной мощностью до 3500 м, характеризуется практически горизонтальным залеганием с образованием лишь плавных, широких складок с углами наклона слоев 3—8° (Нужнов и Ярмолюк, 1959). Однако в контактном ореале интрузий шириной 3—5 км синийские отложения образуют характерные куполовидные структуры, в пределах которых углы наклона слоев увеличиваются, достигая 20—90°. Наиболее отчетливое развитие куполовидных структур наблюдается вокруг Кондерской и Ингилийской интрузий. Куполовидное строение синия вблизи интрузий на фоне повсеместного субгоризонтального его залегания несомненно генетически связано с формированием этих интрузий.

Кембрийские отложения, включающие образования более древней юдомской и более молодой пестроцветной свит, трансгрессивно ложатся или на разных горизонтах синия, или на кристаллическом фундаменте. Вследствие эрозии, а также тектонических причин кембрийские отложения в районах развития интрузий не имеют сплошного распространения, встречаясь в виде отдельных «пятен», по-видимому, приуроченных к депрессиям. Характерной особенностью кембрийских отложений является повсеместное субгоризонтальное их залегание не только в значительном удалении от интрузий, но и в непосредственном контакте с последними. В районе Инаглинской интрузии, например, карбонатные отложения юдомской свиты, налегающие непосредственно на размытую поверхность архейских кристаллических образований, имеют практически горизонтальное залегание и не образуют характерных для рассматриваемых интрузий куполовидных структур (Рождков и др., 1961). В районе Ингилийской структуры отложения юдомской свиты также имеют горизонтальное залегание, где они трансгрессивно перекрывают размытую поверхность интрузии и куполовидную структуру и заключают в своем основании гальку щелочных пород и реликты коры их выветривания (Моралев, 1959; Ельянов и Моралев, 1961).

Наблюдаемые соотношения между отложениями юдомской свиты, интрузиями и куполовидными структурами синия однозначно указывают

на предъюдомский возраст их формирования. Участие в Ингилийском куполе отложений кандыкской свиты, венчающей платформенный разрез синия, свидетельствует о том, что куполовидные структуры и ультраосновные щелочные интрузии, с которыми они генетически связаны, формировались в послекандыкское время. Таким образом, устанавливается послекандыкское—предъюдомское время внедрения интрузий.¹

В пространственном размещении интрузий наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в том, что они, как правило, тяготеют к краевой зоне платформы. Все они, за исключением Инаглинской, находятся в восточной части Алданского щита в пределах Учуро-Майской плиты, образуя неширокую полосу длиной около 500 км, тесно примыкающую к Юдомо-Майскому миогеосинклинальному прогибу. Последний в тектоническом отношении отождествляется с переходной от платформы к геосинклинали зоной (Моралев и Ставцев, 1961). Этот миогеосинклинальный прогиб, как показывает анализ изменения фаций и мощности синийских отложений Учуро-Майской области, формировался в верхнесинийскую эпоху, соответствующую времени отложения уйской серпи (Моралев и Ставцев, 1961; Резанов и Зарудный, 1962). Естественно предположить, что пространственная связь интрузий с Юдомо-Майским миогеосинклинальным прогибом может быть обусловлена генетической связью их с региональным глубинным разломом, с заложением которого предположительно связывается возникновение этого прогиба (Моралев и Ставцев, 1961). Если это так, то проявление ультраосновного щелочного магматизма также должно быть отнесено к позднесинийскому времени.

Стратиграфическое положение ультраосновного щелочного комплекса весьма определенно благодаря наличию не только нижней, но и верхней его границ.

Нижний возрастной предел устанавливается по прорыванию комплекса синийских отложений, включающих также кандыкскую свиту, венчающую платформенный разрез синия в пределах Учуро-Майской плиты. Абсолютный возраст кандыкской свиты пока не определен, но он не должен сильно отличаться от абсолютного возраста подстилающей ее ландинской свиты, исчисляемого в 890 млн лет.²

С другой стороны, кандыкская свита не является самой верхней свитой синия Учуро-Майского района, так как в Юдомо-Майской миогеосинклинали она перекрывается усть-кирбинской свитой, занимающей в разрезе стратиграфически более низкое положение по сравнению с Юдомской свитой. Усть-кирбинская свита по своему стратиграфическому положению аналогична туркунской свите Оленекского поднятия, абсолютный возраст которой 675 млн лет. Поскольку время отложения усть-кирбинской свиты в Юдомо-Майской миогеосинклинали соответствует перерыву в осадконакоплении в пределах Учуро-Майского платформенного прогиба, к моменту которого и приурочено внедрение ультраосновного щелочного комплекса, то, следовательно, возраст интрузий должен быть близок к возрасту усть-кирбинской свиты (675 млн лет).

Верхний возрастной предел интрузий устанавливается по перекрыванию их карбонатными отложениями юдомской свиты. Последняя, по мнению большинства исследователей, считается нижней частью алданского

¹ В последнее время некоторые исследователи склонны самую нижнюю часть терригенно-карбонатных отложений юдомской свиты выделять в отдельную аймскую свиту, условно относимую ими к самым нижним слоям нижнего кембрия (Роботнов и Нарожных, 1961).

² Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.

яруса ($С_{m1}$), лишенной остатков скелетной фауны.¹ Она согласно, без видимого перерыва, перекрывается фаунистически охарактеризованной пестроцветной свитой, относящейся к верхней части того же яруса, заключающей биозону *Olenellus*. Аналогичное юдомской свите стратиграфическое положение занимает в Байкало-Патомском нагорье жербинская свита; на Русской платформе — гдовско-ляминаритовые слои, валдайский комплекс и лядовская свита; на Урале — ашинская серия; в Норвегии и Швеции — варяжская серия, или спарагмит; в США — серия Чильхове и формация Муррей (Аппалачи) (Келлер и Соколов, 1962). Все эти отложения на Русской платформе выделяются под общим названием вендского комплекса, рассматриваемого или как самый молодой член позднемембрийских отложений, или же как основание палеозоя. Абсолютный возраст всех указанных стратиграфических аналогов юдомской свиты находится в пределах 540—609 млн лет (табл. 1). Непосредственно перекрывающие их фаунистически охарактеризованные нижнемембрийские отложения с биозонной *Olenellus* имеют абсолютный возраст в пределах 527—550 млн лет (табл. 1), и, следовательно, значения абсолютного возраста рассматриваемого интрузивного комплекса не должны заметно превышать 600 млн лет. Таким образом, учитывая стратиграфическое положение интрузий и абсолютный возраст стратиграфических аналогов юдомской и кандыкской свит, заключающих эти интрузии, наиболее вероятный абсолютный возраст рассматриваемых интрузий должен находиться в пределах 600—890 млн лет, а с учетом абсолютного возраста стратиграфического аналога усть-кирбинской свиты (туркутской, см. выше) — в пределах 600—700 млн лет.

В табл. 2 сведены все имеющиеся данные определения абсолютного возраста горных пород и минералов ультраосновных щелочных интрузий Алданского щита. Как можно видеть из этой таблицы, имеются две группы цифр — 90—160 и 600—690 млн лет. Первая группа цифр характеризует абсолютный возраст диоритов, сиенитов, шонкинитов и щелочных пегматитов, залегающих, как уже указывалось, в краевых зонах интрузий. Вторая группа цифр показывает абсолютный возраст ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов. Таким образом, результаты определения абсолютного возраста рассматриваемых интрузий указывают на участие в их строении разновозрастных групп пород, принадлежащих к разным геологическим периодам — мезозойскому и верхнесинийскому. Это находится в соответствии с высказывавшимися ранее мнениями, основанными на геолого-структурных и петрографических данных, о разновозрастности комплекса ультраосновных щелочных пород и связанных с ними карбонатитов и ассоциирующихся с ними диоритов, сиенитов, щелочных габброидов (Шейнманн, 1958; Рожков и Кицул, 1960).

Абсолютный возраст ультраосновных щелочных пород, исчисляемый в пределах 600—690 млн лет, хорошо согласуется с относительным возрастом их, определенным по геологическим данным.

Все вышеизложенное позволяет рассматривать ультраосновные щелочные интрузии Алданского щита как достаточно надежную опорную точку абсолютного возраста, которая может быть использована при определении значений абсолютного возраста нижней границы нижнего кембрия (или нижней границы палеозоя, если отложения, аналогичные по своему стратиграфическому положению юдомской свите, будут приняты за основание палеозоя — венд). Если основываться на данных, полученных при изучении алданских интрузий, то абсолютный возраст стратиграфических аналогов юдомской свиты не должен превышать 650 млн лет. Поэтому

¹ Имеющиеся указания Ю. К. Дзевановского (1943) и В. Т. Роботнова и Л. И. Нарожных (1961) о находках в отложениях юдомской свиты остатков скелетных организмов — трилобитов, брахиопод и птеропод — недостаточно обоснованы.

Таблица 1

Абсолютный возраст нижнекембрийских, верхнекембрийских образований СССР и некоторых зарубежных стран

Местонахождение	Характеристика образца	Стратиграфическое положение	Геологический возраст	Абсолютный возраст (в млн лет)	Метод определения	Источник
СССР						
Русская платформа						
Копорье, Ленинградская область.	Глауконит.	Биозона <i>Olenellus</i> , синие глины, балтийская серия.	Нижний кембрий.	533 и 539	Аргоновый.	Полевая и Казаков, 1961.
Дер. Купа, скв. 2, гл. 257 м.	»	Биозона <i>Olenellus</i> , синие глины.	» »	542	»	Там же.
БССР, скв. Ровенская, гл. 150.4 м.	»	То же.	» »	545	»	»
Река Днестр, лев. берег, скв. 11.	»	Лядовская свита, Ярышевский горизонт.	Нижний кембрий—верхний синий.	590	»	»
Дер. Липяги, скв. Р-1, гл. 1429.9 м.	»	Ляминаритовая свита, валдайский комплекс.	То же.	540	»	Казаков и Полевая, 1958.
Дер. Липяги, скв. 1-р, гл. 1429.9 м.	»	Ляминаритовая свита, валдайская серия.	»	598	»	Полевая и Казаков, 1961.
Сердобская скв. 2-р, гл. 1380 м.	»	То же.	»	606	»	Там же.
Сердобская опорная скв. Р-2, гл. 1380 м.	»	Ляминаритовая свита, валдайский комплекс.	»	560	»	Казаков и Полевая, 1958.
Урал						
Киселев Ключ, р. Аша.	Глауконит.	Ашинская свита (нижняя часть).	Нижний кембрий—верхний синий.	573	Аргоновый.	Полевая и Казаков, 1961.
Оз. Миляр, шурф 18.	»	Инзерская свита, каратауская серия.	То же.	565	»	Казаков и Полевая, 1958.

Таблица 1 (продолжение)

Местонахождение	Характеристика образца	Стратиграфическое положение	Геологический возраст	Абсолютный возраст (в млн лет)	Метод определения	Источник
Сибирская платформа (и ее обрамление)						
Жаровские острова.	Глауконит.	Жербинская свита.	Нижний кембрий.	550	Аргоновый.	Великославинский, Казаков, Герлинг, 1961.
Река Алдан, лев. берег, обн. 43, сл. 7.	»	Алданский ярус.	Нижний кембрий—верхний синий.	527	»	Полевал и Казаков, 1961.
Река Оленёк.	»	Кессюянская свита (горизонт с <i>Olenellus</i>), алданский ярус.	Нижний кембрий.	550	»	Там же.
Река Эккебил, Оленёкское поднятие.	»	Туркутская свита.	Верхний синий.	675	»	»
Зарубежные страны						
США, Теннесси.	Глауконит.	Формация Муррей.	Нижний кембрий.	584	Стронциевый.	Holmes, 1959.
Южная Австралия.	Гранит.	Система Аделаида, достёртианский гранит.	Синий.	675	Свинцовый.	Там же.
Норвегия.	Спарагмит.	Спарагмитовая формация, спарагмит Брёгум.	Эокембрий.	550	Аргоновый.	Полканов и Герлинг, 1961.
Швеция, к запад-северо-западу от Ликзеле.	Пеллит.	Спарагмитовая формация.	»	559	»	Там же.
Аппалачи, США.	Глауконит.	Серия Чильховс.	Нижний кембрий—верхний синий.	580	»	»

Абсолютный возраст горных пород и минералов ультраосновных щелочных интрузий
Алданского щита

Интрузии	Порода или минерал, подвергавшиеся анализу	Метод определения	Абсолютный возраст (в млн лет)	Аналитик	Источник
Инаглинская.	Шонкинит.	Аргоновый.	105	В. М. Комарова.	Ельянов и Моралев, 1961.
	Щелочный сиенит.	»	140	»	Там же.
	Биотит из биотит-пироксеновой породы.	»	650	»	Ельянов и Моралев, 1961.
Кондерская.	Микроклин-пертит из гранитного пегматита.	»	155	Д. М. Фисунов, Л. В. Тараканов.	Там же.
	Ортоклаз-пертит из щелочного пегматита.	»	90	Те же.	»
Чадская.	Диориты.	»	160	А. И. Тугаринов.	»
	Нефелиновый сиенит.	»	690	В. М. Комарова.	Ельянов и Моралев, 1961.
	Биотит из карбонатитов.	»	660	»	Там же.
Ингилийская.	Циркон из «контактных зон».	Свинцовый.	650	»	»
	Биотит из карбонатитов.	Аргоновый.	675	А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова.	»
Горноозерская.	Полимигнит из карбонатитов.	Свинцовый.	640	Н. И. Полевая. С. С. Столярова.	Ельянов и Моралев, 1961.
	Гатчетолит из карбонатитов.	»	600	»	Там же.
	То же.	»	650	»	»
Арбарастыкская.	Биотит из биотит-пироксеновых пород.	Аргоновый.	610	А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова. Д. М. Комарова.	Ельянов и Моралев, 1961.
	Флогопит из форстерит-магнетитовых брекчий.	»	625	Устное сообщение Ю. А. Славутского.	Там же.
	Пироклор из карбонатитов.	Свинцовый.	650	А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова.	»
	Гатчетолит из карбонатитов.	»	650	Те же.	»

Примечание. Цифры абсолютного возраста приведены по Ельянову и Моралеву (1961); для Чадской интрузии использованы данные автора; для Горноозерской интрузии исключены определения, вычисленные аргонным методом по слодам и нефелиновым сиенитам, дающие цифры 280—370 млн лет как омоложенные и не отвечающие истинному возрасту пород (Ельянов и Моралев, 1961).

отнесение основания кембрия к более древней цифре, чем 650 млн лет, как это делает Аренс и вслед за ним Мейн (Mayne a. oth., 1959), является в свете всего вышесказанного явно несостоятельным. В этой связи небезынтесным будет привести здесь заключение Дэвидсона (Davidson, 1959), основанное на других данных, о том, что «приблизительно 650 млн лет тому назад кембрийская фауна еще не развивалась».

Стратиграфически близкое к алданским ультраосновным щелочным интрузиям положение занимает достертианский гранит системы Аделаида в Южной Австралии, где галька содержится в отложениях, перекрытых нижнекембрийскими образованиями с биозоной *Olenellus* (Holmes, 1959). Абсолютный возраст этих гранитов также находится в пределах 600—700 млн лет (табл. 1).

Таким образом, результаты изучения ультраосновных щелочных интрузий Алдана, как и данные других авторов, позволяют заключить, что абсолютный возраст нижней границы венда в том объеме, в котором его выделяют Б. М. Келлер и Б. С. Соколов, должен быть не древнее 600 млн лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Великoslavинский Д. А., А. Н. Казаков и Э. К. Герлинг. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Дзевяпoвский Ю. К. Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.
- Ельянов А. А. и В. М. Моралев. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. ДАН СССР, т. 141, № 3, 1961.
- Зленко Н. Д. Позднеиниийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.
- Казаков Г. А. и Н. И. Полевая. Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам. Геохимия, № 4, 1958.
- Келлер Б. М. и Б. С. Соколов. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы. Совец. по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.
- Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. ДАН СССР, т. 127, № 1, 1959.
- Моралев В. М. и А. Л. Ставцев. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.
- Нужнов С. В. и В. А. Ярмолюк. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. Сов. геология, № 7, 1959.
- Полевая Н. И. и Г. А. Казаков. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ag^{40}/K^{40} в глауконитах. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Резанов И. А. и Н. Н. Зарудный. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Роботнов В. Т., Л. И. Нарожных. К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского междуречья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. VII, 1961.
- Рожков И. С. и В. И. Кицул. Месторождение платины на Алдане. Геол. рудн. месторождений, № 4, 1960.
- Рожков И. С., В. И. Кицул, Л. В. Разин и С. С. Боршанская. Платина Алданского щита. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов, Новосибирск, 1962.
- Шейман Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. Сов. геология, № 1, 1958.
- Davidson C. F. How old is the cambrian system. Nature, vol. 183, № 4663, 1959.
- Holmes A. A revised geological time-scale. Trans. Edinb. geol. Soc., vol. 17, 1959.
- Mayne K. J., R. St. J. Lambert and D. Jork. The geological time-scale. Nature, vol. 183, № 4656, 1959.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ РЕКАЛАТВЫ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Рекалатвинское пегматитовое месторождение приурочено к Беломорской формации древнейших кристаллических пород. Геологический возраст этих пегматитов оценивается как архейский. Однако для пегматитов Рекалатвы в литературе нет определений абсолютного возраста.

По данным В. П. Атамановой, Л. В. Калафати, Н. В. Горлова, Рекалатвинское месторождение расположено в крупной куполовидной структуре, отвечающей месту сводового перегиба шарнира высокогорской антиклинали. Пегматитовые жилы располагаются в ядерной части и северном крыле структуры и приурочены к участку, где шарнир антиклинали делает резкий загиб на юго-восток, что сопровождается растяжением пород с образованием серии поперечных разрывов, вставивших пегматитовые жилы. Они секут мелкие складки и нередко сопровождаются флексурами в гнейсах.

Слюдоносные пегматитовые жилы Рекалатвы приурочены к толще продуктивных (глиноземистых) гнейсов верхней толщи (В. С. Смирнова, 1955 г.), или IV свиты (Л. В. Калафати, 1958 г.), беломорской формации. Толща сложена глубокометаморфизованным комплексом гнейсов: гранатбиотитовыми (часто с кванитом), биотитовыми, двуслюдянными и амфиболитами. Комплекс гнейсов и амфиболитов включает в себя основные и кислые изверженные породы: габбро-амфиболиты (друзиты), жилы кислых пород, аилиты, микрограниты, пегматиты, кварцевые жилы и жилы ультраосновных пород.

При высокой насыщенности продуктивной толщи пегматитовыми жилами (несколько сотен) распределение их по площади неравномерно: наибольшая концентрация жил наблюдается в центральной (северной) и западной частях месторождения. Жилы располагаются в виде кустов или групп жил, обычно параллельно друг другу, кулисообразно или по одной линии простирания ($30-340^\circ$). Такая локализация пегматитов контролируется трещинной тектоникой пегматитового поля.

Среди пегматитов выделяются секущие, пластово-секущие и пластовые жилы. Обычно это линзы, плиты, тела неправильной формы с пережками, раздувами и апофизами. Длина жил 10—250 м, мощность 0.5—10—20 м, на глубину они прослежены до 90—100 м.

С учетом минералогического состава, текстуры, степени слюдоносности и интенсивности процессов метасоматоза на месторождении выделено 5 типов жил.

1 т и п. Существенно микроклиновые жилы с преобладанием ортоктитовой и мелкозернистой графической структур. Жилы недифференцированы, процессы метасоматоза слабо развиты.

2 т и п. Плагимикроклиновые с мусковитом пегматиты дифференцированного строения. Структуры участковые, неяснографические, пегматоидные, редкоблоковые.

3 т и п. Микроклин-плагноклазовые, слюдоносные, дифференцированные пегматиты участкового или зонального строения. Структуры преимущественно пегматоидная и апографическая. Широко развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс. Гнездовый мусковит приурочен к пегматоидным структурам.

4 т и п. Существенно плагноклазовые слюдоносные пегматиты недифференцированного строения с преобладанием мелкозернистой апографической структуры. Мусковит приурочен к кварц-мусковитовому комплексу.

5 т и п. В этот тип выделены микроклиновые (керамические) бесслюдные пегматиты непродуктивной (средней) толщи, состоящей из сильно мигматизированных амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Минералогический состав пегматитов; главные минералы — микроклин-пертит, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит; второстепенные — апатит, гранат, турмалин, сульфиды железа, магнетит; аксессуарные — ортит, циртолит, сподумен, берилл, карбуран, уранинит; вторичные — альбит, серицит, хлорит, кварц. Образцы крупнокристаллического мусковита представлены кристаллами размером 10×15 см. Цвет мусковита в кристаллах желтовато-серый, в тонких пластинках — рубиновый. Биотит крупнокристаллический, черно-коричневого цвета, в тончайших пластинках просвечивает бурым цветом. Образцы 510/72 и 510/71 взяты из сростаний в одной и той же пегматитовой жиле из гнезда на границе с блоковым кварцем, образцы 510/2 и 510/4 — из трещиноватой зоны в плагиопегматите пегматоидной структуры.

Оптические константы и удельный вес слюд представлены в табл. 1.

Таблица 1

Оптические константы и удельный вес слюд Рекалатвы

№ п/п	№ образца и минерал	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$ (красн. светоф.)	Уд. вес
1	510/72, мусковит	1.564	1.600	1.604	0.040	$39^\circ 05'$	2.873
2	510/2, мусковит	1.562	1.597	1.601	0.039	$38^\circ 29'$	2.861
3	510/71, биотит	—	1.648	—	—	—	—
4	510/4, биотит	—	1.627	—	—	—	—

Химический анализ мусковита (обр. 510/72) следующий (аналитик Н. Ю. Тушева): SiO_2 — 44.89, Al_2O_3 — 34.68, TiO_2 — 0.18, Fe_2O_3 — 2.03, FeO — 1.22, Mn — 0.04, Na_2O — 0.89, K_2O — 8.56, F — 0.13, H_2O^+ — 5.71, H_2O^- — 1.63. Сумма 99.96. Кроме того, методом фотометрии пламени в Лаборатории геологии докембрия (аналитик С. С. Яковлева) определено: Li — 0.024, Rb — 0.045 и Cs — 0.002%. Определение абсолютного возраста мусковита и биотитов аргоновым методом проводилось в Лаборатории геологии докембрия АН СССР под руководством Э. К. Герлинга, а биотита, кроме того, Rb-Sr -методом М. Л. Яценко. Определение аргоновым методом велось объемным методом на приборе Хлопина—Герлинга. Прямая воздушного аргона в пробах определялась на масс-спектрометре типа МС-2. Значения абсолютного возраста рассчитывались по константам: $\lambda_K = 0.557 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_R = 4.72 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, содержание K^{40} в природной смеси изотопов равно 0.0119 ат. %. Результаты определения абсолютного возраста приведены в табл. 2. Образцы 1, 2, 5 относятся к пегматитам 3-го типа, образцы 3, 4 — к 5-му типу, образец 6 — к 4-му типу.

Как видно из приведенной таблицы, абсолютный возраст мусковита, определенный K-Arg -методом, колеблется в интервале 1750—1830 млн лет, что соответствует, по существующей геохронологической шкале, нижнему протерозою (Геохронологическая шкала. . . , 1960) или, по стратиграфической схеме докембрия Балтийского щита, — карелидам (Полканов и Герлинг, 1960). Rb-Sr -метод дал возраст 1680 ± 170 млн лет по биотиту. Таким образом, пегматиты Рекалатвы занимают по абсолютному возрасту и некоторым геохимическим чертам промежуточное положение между слюдоносными пегматитами Западного Беломорья (Полканов и Герлинг, 1960) и редкометальными пегматитами Плотной Ламбины (Никитин, Саухатас, 1957).

Результаты определения абсолютного возраста
слюдоносных пегматитов Рекалатвы К—Ag-методом

№ п/п	№ образца	Минерал	Место взятия образца	K (г/г)	Ag (см ³ /г)	Абсолютный возраст (в млн лет)
1	510/72	Мусковит.	Микроклин-плагноклазовая пегматитовая жила № 250 в сростании с биотитом.	0.0836	$9.58 \cdot 10^{-4}$	1830
2	510/71	Биотит.	Микроклин-плагноклазовая пегматитовая жила № 250 в сростании с мусковитом.	0.0724	$7.82 \cdot 10^{-4}$	1760
3	510/2	Мусковит.	Микроклиновая жила № 531.	0.0936	$9.38 \cdot 10^{-4}$	1800
4	510/1	Биотит.	То же.	0.0729	$8.35 \cdot 10^{-4}$	1830
5	—	Мусковит.	Мусковитовая жила № 198.	0.0810	$9.09 \cdot 10^{-4}$	1800
6	—	»	Пегматитовая жила II возрастной группы, секущая жилу № 198.	0.0811	$8.81 \cdot 10^{-4}$	1750

Определение абсолютного возраста биотита (обр. 510/71) Rb—Sr-методом дало следующее значение:

Sr^{87}	Rb^{87}	Rb	10^6
$4.90 \cdot 10^{-4}\%$	0.021	0.0747	1680 ± 170

Можно предполагать, что некоторые пегматитовые жилы в пределах беломорской формации — сподуменовые пегматиты Плотной Ламбины, редкометалльные пегматиты Алакуртти и, возможно, пегматиты Рекалатвы — связаны с более молодыми гранитами (Полканов, Герлинг, 1960), метаморфизирующее действие которых сказалось на абсолютном возрасте пегматитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным Лабораторий СССР на 1960. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1960.
- Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. Применение К—Ag- и Rb—Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Никитин Ю. В., И. С. Саухатас. О литиевых пегматитах Северной Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.

В. А. Масленников

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

1. Проблема генезиса гранитной магмы в настоящее время приобрела особенное значение. После того как экспериментальным путем были получены объективные численные характеристики состава и состояния силикатной гаплогранитной системы при различных термодинамических условиях в присутствии воды, существенно расширились возможности физико-химического анализа природных геологических образований. Многочисленные примеры использования экспериментальных данных применительно к естественным горным породам показали, что в образовании гранитов ведущим процессом является кристаллизация магмы анхизвтектического состава. Однако вопрос о генезисе или условиях образования самой гранитной магмы менее исследован; несмотря на то что в литературе, как советской, так и зарубежной, содержится значительное количество сведений, в той или иной мере освещающих различные стороны этого вопроса, — многие важные физико-химические особенности рассматриваемого процесса часто понимаются либо слишком упрощенно, либо даже ошибочно.

2. Магмообразование — переход твердых масс земной коры в расплавленное состояние. Общеизвестно существование взаимосвязи магматизма (и магмообразования) с тектоническими и метаморфическими явлениями, взаимосвязи настолько тесной, что многими исследователями она принимается как взаимообусловленность.

Для гранитной магмы установлены два возможных пути образования: а) возникновение гранитного остаточного расплава при фракционной кристаллизации более основной магмы; б) расплавление близкого по составу к гранитам кристаллического материала сиала.

В настоящей статье кратко рассмотрены некоторые особенности второго процесса, широко проявленного в докембрийских комплексах Кольского п-ова.

3. Процесс магмообразования, т. е. плавления, в главных чертах является обратным процессу кристаллизации различных по составу магм, и, следовательно, начальные стадии плавления знаменуются появлением низкоплавких эвтектических расплавов.

Из известных изученных силикатных систем, близких по составу к естественным горным породам, наиболее низкоплавкий расплав отвечает составу «тройного температурного минимума» в гаплогранитной системе «альбит-ортоклаз-кварц-вода». Особенности фазовых превращений в этой

системе и условия, при которых достигается минимальная температура ее плавления—кристаллизации, установлены Н. Л. Боуэном и О. Ф. Таттлом (Tuttle a. Bowen, 1958).

Общая картина взаимоотношения фаз в данной системе видна на рис. 1, на котором представлена изобарическая диаграмма для частного случая давления паров воды в 1000 кг/см^2 . При изменении давления характер изобарической диаграммы сохраняется, но положение на ней бинарных эвтектик краевых систем (Ab—Q и Ort—Q), положение котектической линии и тройного температурного минимума (точка *M*) — заметно

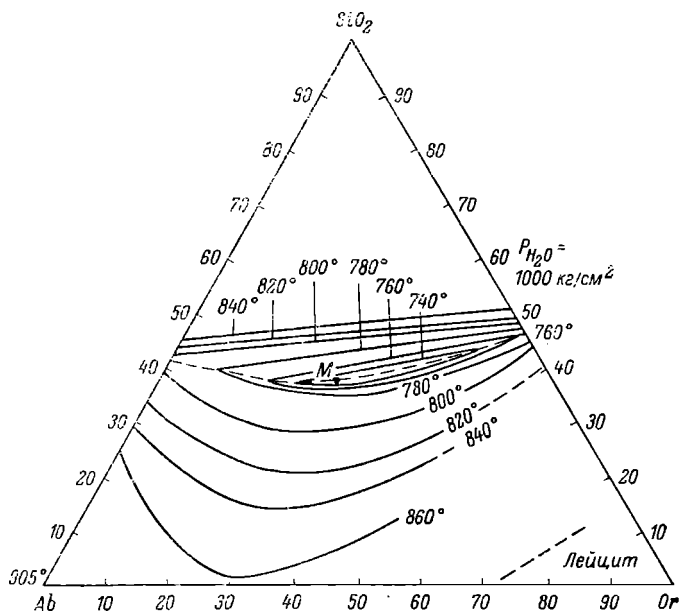


Рис. 1. Изобарическая диаграмма Ab—Ort—Q при давлении паров воды 1000 кг/см^2 по О. Ф. Таттлу и Н. Л. Боуэну (Tuttle a. Bowen, 1958).

меняются, отражая соответствующие изменения составов, происходящие одновременно с изменением температур. На рис. 2, 3, 4 и 5 представлены диаграммы, показывающие влияние давления паров воды на перечисленные важнейшие элементы рассматриваемой физико-химической системы.

Отметим некоторые особенности точки *M* тройного температурного минимума (рис. 2). Эта точка не является эвтектической, если кристаллизация системы происходит при температурах выше сольвуса — кривой распада твердых растворов альбит-ортоклаз (рис. 3), т. е. при условиях, когда полевые шпаты, образуя непрерывную серию твердых растворов, кристаллизуются как одна фаза. Раздельная кристаллизация плагиоклаза и калиевого полевого шпата как двух самостоятельных фаз происходит при температурах ниже сольвуса (660°C), а также если плагиоклаз не является чистым альбитом и содержит некоторое количество анортита, способствующего раздельной кристаллизации полевых шпатов при температурах выше сольвуса. Однако и в этом случае кристаллизующиеся фазы плагиоклаза и калиевого полевого шпата не являются чистыми, в какой-то мере взаимно смешиваясь и образуя твердые растворы; поэтому точку *M* можно называть тройной эвтектикой условно.

Экспериментально установлено, что точка *M* не имеет постоянного, фиксированного положения, а смещается в пределах определенной области

составов, в зависимости от различных давлений паров воды и присутствия анортита в качестве «добавки» к системе. Повышение P_{H_2O} , снижая температуру тройного минимума, одновременно меняет и его состав в сторону обогащения его альбитом (рис. 2); добавление небольших количеств анортита смещает состав низкоплавкой жидкости в сторону обогащения его ортоклазом, т. е. в противоположном направлении по сравнению с влиянием P_{H_2O} .

Экспериментально достигнутая минимальная температура плавления—кристаллизации составов, отвечающих точке M , составляет $640-650^\circ C$ при давлении паров воды в 4000 атм (рис. 5). Однако исследования Таттла и Вилли (Wyllie a. Tuttle, 1961) показали, что эта температура может быть еще ниже, если в качестве летучей составной части, кроме воды, присутствует HF , даже в незначительных количествах. Изучение системы альбит—вода— HF показало, что при содержании $HF=2\%$ и $P_{H_2O}=2800$ бар минимальная температура плавления—кристаллизации альбита составляет около

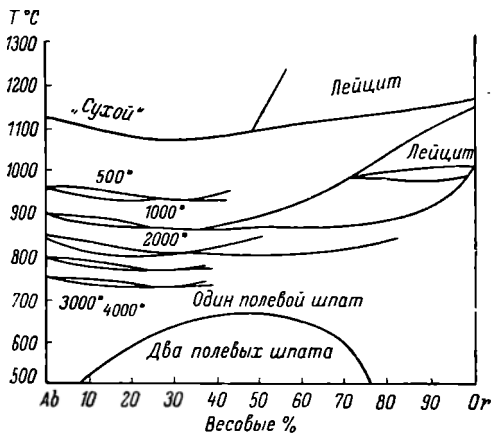


Рис. 3. Система «альбит—ортоклаз» с кривыми плавности «сухого» расплава (в отсутствие воды) и при давлениях паров воды от 500 до 4000 kl/cm^2 ($500-4000$ атм).

В нижней части диаграммы — кривая сольвуса — распада твердых растворов $Ab-Or$ (Tuttle a. Bowen, 1958).

тройного температурного минимума системы $Ab-Ort-Q-H_2O$ (рис. 2). В частности, то же самое было установлено и для пяти возрастных групп гранитов Кольского п-ова (Маслеников и др., 1962; Полканов, Масле-

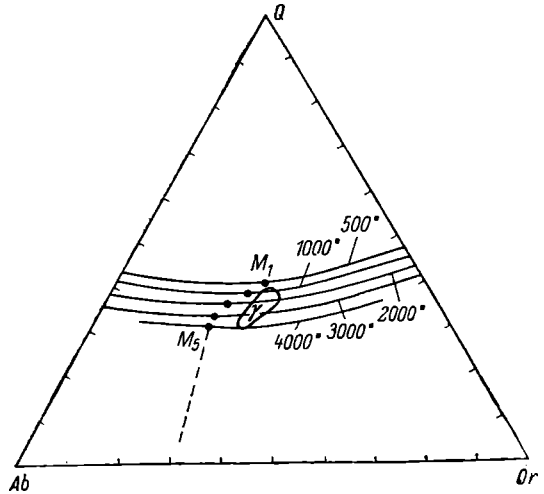


Рис. 2. Положение котектической линии и точки тройного температурного минимума (M) в системе $Ab-Or-Q-H_2O$ при давлениях паров воды от 500 kl/cm^2 до 4000 kl/cm^2 ($500-4000$ атм).

Пунктир из точки M_5 разделяет поля кристаллизации плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Область γ — статистический максимум нормативных составов «стандартного» гранита с $\Sigma Ab+Or+Q > 80\%$ (Tuttle a. Bowen, 1958).

около $650^\circ C$ (сравнить с рис. 5); при содержании $HF=4\%$ и том же давлении — около $620^\circ C$. В трехкомпонентной гаплогранитной системе при давлении H_2O+HF в 5600 бар температура тройного минимума составляет около $550^\circ C$.

4. Статистические пересчеты химических составов естественных горных пород на нормативный количественно-минералогический состав с последующим нанесением на треугольную диаграмму $Ab-Ort-Q$ и специальные петрологические исследования, выполненные многочисленными авторами, показали, что составы нормального, «стандартного» гранита (и его эффузивного аналога—риолита) удовлетворяют условию: $\Sigma Ab+Ort+Q > 80\%$ (весовых) от всей массы породы, а на диаграмме эти составы группируются в области

ников и Шуркин, 1963). Такая закономерность, выведенная статистически, проверенная и подтвержденная петрологически, дает основание утверждать, что анхизотектический расплав, отвечающий составу тройного гранитного минимума, представляет собой прототип природной гранитной магмы.

Отсюда следует необходимость внесения ясности в определение термина «магма» и внесения в этот термин строгих физико-химических ограничений. Как отметил П. Эскола (Eskola, 1955), с физико-химической точки зрения важно фазовое состояние магмы как жидкости и наиболее правильно называть магмой жидкий силикатный расплав. Количество расплава не является критерием качественного понятия: капля расплава есть капля магмы. Больше или меньшее количество кристаллов может быть

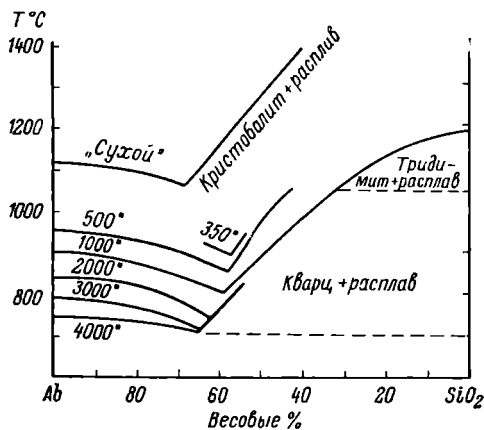


Рис. 4. Положение эвтектики в системе альбит—кварц в безводных условиях («сухой» расплав) и при давлениях паров воды от 350 до 4000 кг/см² (350—4000°) (Tuttle a. Bowen, 1958).

взвешено в магме; по своему происхождению это могут быть либо продукты кристаллизации магмы, либо чуждые включения, например недоплавленные.

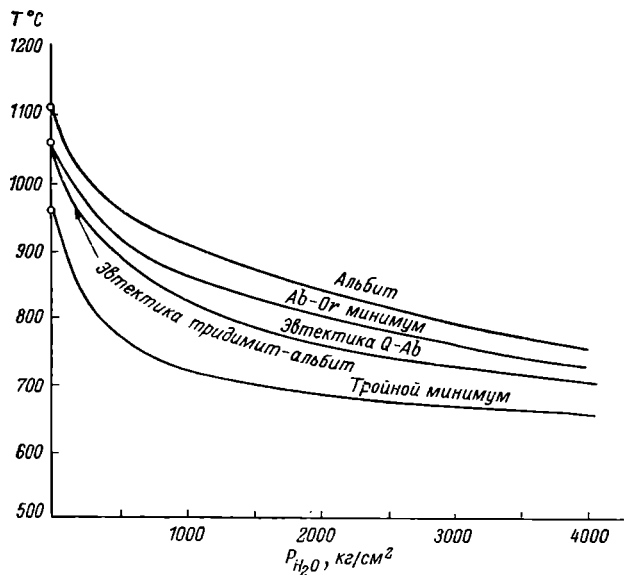


Рис. 5. Диаграмма $P-T$, показывающая влияние воды на положение ликвидусов различных силикатных систем (Tuttle a. Bowen, 1958).

5. Геологическим примером непосредственно наблюдаемого локально развитого процесса выплавления кварцево-полевошпатовой эвтектики в природных условиях могут служить явления палингенеза и анатексиса, возникающие под влиянием контактовых воздействий габбровой магмы.

На Кольском п-ове впервые они были установлены и описаны А. А. Полкановым (1913), позднее подобные явления описывались Д. С. Белянкиным и Турцевым (1925 г.), Т. Н. Окновой (1935 г.), В. Б. Дагелайским (1960).

Случай, описанный В. Б. Дагелайским, освещает очень важные детали соотношений между явлением плавления и метаморфическими процессами. В экзоконтактной зоне габбро-диабазовой дайки, залегающей в силлиманито-гранато-биотитовых гнейсах, последние претерпевают частичное плавление (анатексис). Гнейсы представлены плагиоклазовыми разновидностями, не содержащими в данном месте калиевого полевого шпата (хотя в других пунктах они подвергаются мигматизации с образованием жилкок микроклиновых гранитов). Плавление начинается с появления кварцево-плагиоклазовой (бинарной!) эвтектики, образующей агрегат микропегматитовой структуры по границам между зернами этих минералов, т. е. аналогично описанному А. А. Полкановым явлению палингенеза олигоклазовых гнейсо-гранитов. При дальнейшем развитии процесса плавлением охватываются сплошные участки гнейса, в которых среди микропегматитовой кварцево-плагиоклазовой массы различаются отдельные недоплавленные зерна кварца.

Одновременно с плавлением плагиоклаза и кварца в гнейсах происходят метаморфические превращения, затрагивающие другие породообразующие минералы. Так, биотит разлагается на гиперстен, герцинит, магнетит и калиевый полевой шпат с освобождением воды. При этом мелкие выделения образующихся минералов слагают своеобразную тонкую решетку на месте пластин биотита с сохранением их формы. Возникновение новых минералов за счет биотита сопровождается частичной миграцией вещества, причем наиболее отчетливо устанавливается: 1) удаление воды, 2) привнос глинозема (за счет силлиманита гнейсов), необходимого для осуществления происходящих минеральных преобразований, о чем свидетельствует расчет баланса исходных и конечных продуктов реакции, 3) вынос К, на который, кроме расчетов, указывают два обстоятельства.

Во-первых, наряду с разложением биотита происходит и разложение граната, по краям порфиробласт которого образуются каемки из сростков мелких зерен гиперстена, герцинита, кварца и нового биотита. Развитие последнего за счет граната, хотя и в малых количествах, предопределяет необходимость вступления в реакцию калия, освобождающегося при разложении биотита гнейсов. Во-вторых, в микропегматитовых участках наряду с плагиоклазом и кварцем местами появляется небольшое количество микроклина, что также свидетельствует об ассимиляции кварцево-плагиоклазовым эвтектическим расплавом некоторого количества калия. Таким образом, устанавливается, что при разрушении биотита гнейса происходит перераспределение содержавшегося в нем калия, который частично идет на построение калиевого полевого шпата, образующегося на месте замещаемого биотита; частично идет на построение небольших количеств вновь образующегося биотита, развивающегося по гранату; наконец, частично идет на построение микроклина, появляющегося в графических сростаниях наряду с плагиоклазом и кварцем.

Разложение биотита и граната гнейсов представляет собой метаморфический процесс химического преобразования, а не плавление. Однако, эти химические реакции обуславливают изменение состава выплавившегося здесь же расплава. Метаморфические процессы вызывают миграцию вещества, осуществляющуюся, очевидно, как и сами реакции, при участии поровых надкритических водных растворов. При этом часть веществ, освобождающихся в метаморфических реакциях, а именно часть калия разрушающегося биотита, — поглощается эвтектическим кварцево-плагиоклазовым расплавом, выплавившимся одновременно с метаморфи-

ческими реакциями. Вследствие такого поглощения калия состав расплава меняется, в результате происходит кристаллизация не только плагиоклаза и кварца, но и некоторого количества микроклина.

6. Широкое развитие процессов плавления наблюдается в областях региональной мигматизации. Вследствие неоднородности состава метаморфических толщ плавление в них происходит неравномерно: в первую очередь появляются наиболее низкоплавкие анхизэвтектические расплавы в слоях и участках пород, имеющих состав, близкий к гранитному (селективное плавление). В прямой зависимости от различной интенсивности процес-

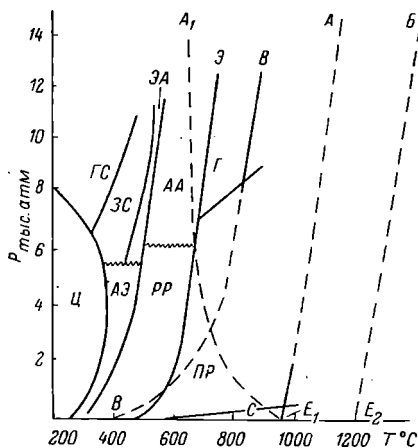


Рис. 6. Диаграмма метаморфических фаций.

АЭ — альбит-эпидотовые роговики; РР — роговообманковые роговики; ПР — пироксеновые роговики; С — санидитовая фация; Ц — целолитовая фация; ГС — глаукофановые сланцы; ЗС — зеленые сланцы; ЭА — эпидотовые амфиболиты; АА — альпандиновые амфиболиты; Г — гранулиты; Э — эклогиты; ВВ — воластонитовая фация. Волнистые линии — предположительные границы между фациями регионального и контактового метаморфизма. Объяснение в тексте.

разным метаморфическим фациям; нанесены кривые плавления некоторых силикатных систем по экспериментальным данным.

В правой части диаграммы две прямые E_1A и E_2B передают условия плавления гранитной кварцево-полевошпатовой эвтектики и расплавления пород габбро-базальтового состава, близкого к эвтектике основного плагиоклаза с пироксеном. Положение этих прямых показывает, что давление повышает температуру плавления (согласно уравнению Клапейрона).

Кривая E_1A_1 показывает эффект понижения температуры плавления с возрастанием давления, когда образование расплава происходит в присутствии летучих — паров воды.

Положение этой кривой показывает, что плавление гранитной кварцево-полевошпатовой эвтектики может осуществляться в условиях, соответствующих верхним ступеням амфиболитовой и гранулитовой фаций.

7. Исследованиями Лаборатории геологии докембрия АН СССР на Кольском п-ове установлено, что развитие процессов мигматизации в больших масштабах и с большей интенсивностью происходит в областях, сложенных породами амфиболитовой фации, и значительно менее выражено в областях, сложенных породами гранулитовой фации. В частности, это было отмечено Л. П. Бондаренко

сов плавления находится насыщенность мигматитов гранитным жильным материалом, т. е. «степень мигматизации». Наглядным примером, показывающим, что выплавляющаяся в областях мигматизации анатектическая жидкость — расплав — имеет анхизэвтектический гранитный состав, служит исследование мигматитов Беломорья (Шуркин и М. Е. Салье, 1960; Полканов, Масленников, Глебова-Кульбах, Шуркин, 1963).

Положение в земной коре области, характеризуемой значениями T и P , при которых возможны явления плавления, а также соотношения этой области с условиями разных метаморфических фаций могут быть показаны при помощи видоизмененной диаграммы Файфа, Тернера и Верхугена, приведенной у Н. А. Елисеева (1963). Диаграмма (рис. 6) отражает роль и взаимное влияние друг на друга трех факторов, направляющих течение процессов в земной коре: T , P и G (газовой фазы — паров воды). Как видно из рис. 6, оси координат диаграммы составляют t и P (принято пропорциональным глубине); выделены поля $T-P$, соответствующие

(1962), которая показала, что в бассейне р. Вороньей супракру-стальные толщи гнейсов и амфиболитов кольской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, характеризуются широким развитием участков и полей интенсивной мигматизации, выражающейся в появлении большого количества жил, линз и гнезд микроклиновых гранитов и пегматитов.¹ Аналогичные толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации (с образованием высокотемпературных ассоциаций горных пород), региональной мигматизации не подвергаются, среди них в гораздо меньших количествах встречаются отдельные линзы, жилы и гнезда микроклиновых гранитов и пегматитов.¹ Такая же картина, по данным автора и Л. А. Прияткиной, наблюдается в других участках северо-западной части Кольского п-ова. Ранее подобная закономерность была установлена в других областях развития докембрия, например в Гренландии Рамбергом и Вейджером, в Центральной Европе — Менертом (Mehner, 1959). Об этом говорится в книге Н. А. Елисеева «Метаморфизм» (1959)

Таким образом, существует будто бы несоответствие, при котором в породах больших глубин процесс селективного плавления, показателем которого является интенсивность мигматизации, развит гораздо менее, чем в породах более высоких горизонтов, т. е. меньших глубин. Это несоответствие многими исследователями объясняется различным содержанием воды на разных уровнях земной коры.

Следует подчеркнуть, что речь идет о свободной газообразной воде, содержащейся в поровых пространствах горной породы. Количество ее в общем случае не находится в прямой зависимости от количества присутствующих в породе гидроксилсодержащих минералов, однако эти минералы могут служить одним из источников поровой воды, когда происходит их разложение с освобождением гидроксильных групп.

В глубинных условиях присутствие поровой воды в породах понижает температуру плавления эвтектической смеси безводных силикатов; при этом, когда начинается плавление, происходит обязательное поглощение воды образующимся расплавом, вплоть до его насыщения. Если вода присутствует в малых количествах и вся будет поглощена первыми порциями расплава, то окружающие участки породы окажутся «обезвоженными», сухими и тогда вступает в действие эффект давления, повышающего температуру плавления силикатов, согласно уравнению Клапейрона; плавление прекращается (при T и P , отвечающим эвтектике. Для дальнейшего плавления необходимо значительное повышение T).

Х. Рамберг (Ramberg, 1952), исходя из положения, что по мере возрастания T и P , происходящего пропорционально глубине, содержание воды в породах и поровых пространствах уменьшается, делает заключение, что зона гранулита-чарнокита, сложенная глубинными ассоциациями пород силла, настолько бедна водой, что образование в ее пределах значительных количеств насыщенных водой анатектических расплавов невозможно.

О. Ф. Таттл утверждает, что количество воды и других летучих веществ (например, HF), способствующих плавлению силикатов, определяет количество расплава, образующегося на глубине, где достигнута температура и давление, необходимые для плавления пород данного состава. Количество воды, необходимое для начала плавления, может быть минимальным. Например, достаточно 0.5% исходного содержания воды, чтобы гранит начал плавиться при $t^{\circ}=640^{\circ}\text{C}$ и $P=4000\text{ кг/см}^2$, но поскольку вода, содержащаяся в этом расплаве, составляет около 9% по весу, — количество образованного в этих условиях расплава будет ничтожно (Tuttle, 1955).

¹ По Л. П. Бондаренко, в образовании этих тел большую роль играли процессы метасоматического развития калиевого полевого шпата, что может быть объяснено и с позиций магматического происхождения их.

В связи с условиями $P-T-G$ в областях мигматизации возникает вопрос о глубине и положении в разрезе земной коры горизонта «рождения» гранитной магмы.

Приведенные выше геологические и физико-химические данные свидетельствуют в пользу того, что оптимальные условия для зарождения гранитной магмы существуют в зонах, расположенных в **ы ш е г р а н у л и т о в о й ф а ц и и**, отвечая условиям высокотемпературных ступеней амфиболитовой фации.

Однако вопрос о пространственном положении зон магмообразования усложняется тем, что стационарный тепловой режим земной коры, как отмечается в литературе, например В. А. Николаевым (1953), недостаточен для возбуждения магматических процессов на глубинах, соответствующих $P-T$ амфиболитовой фации. Локализация зон или участков магмообразования требует местного и временного накопления тепла. Возможные источники тепла перечислены в указанной работе В. А. Николаева (1953).

8. Особого рассмотрения требует вопрос о количествах воды, растворяющейся в расплаве, образующемся при селективном плавлении; с этим вопросом связан целый ряд деталей, характеризующих сложные соотношения между расплавом и поровыми газообразными растворами, содержащимися в окружающих горных породах.

Экспериментальные данные о растворимости воды в гранитных расплавах при различных T и P приведены на рис. 7 и 8. Графики показывают предельные содержания воды, насыщающей расплав. Необходимым условием для достижения таких содержаний является равное давление на расплав и на находящуюся с ним в равновесии газовую фазу (надкритический водяной пар). При перенесении этих данных на природные образования необходимо учитывать важные обстоятельства, которые вносят значительные усложнения и изменения в рассматриваемые соотношения.

а) В земной коре возникают неравные давления на силикатный расплав — магму, заключенную в камере любого объема, и на газовую фазу, содержащуюся в поровых пространствах и трещинках вмещающих горных пород. Вызывается это прежде всего различной проницаемостью горных пород для газовой фазы G и для вязкого силикатного расплава L ; непроницаемость горных пород как для L так и для G создает условия для равенства давлений $P^L = P^G$; большая или меньшая проницаемость пород для G при непроницаемости для L создает большую или меньшую разность давлений, выражающуюся неравенством $P^L > P^G$. Влияние этого на концентрацию воды в расплаве рассмотрено Горансоном (1937), Бартом (1952), В. А. Николаевым (1955, 1957, 1960), Кеннеди (1957).

Рис. 7. Кривая плавкости системы гранит—вода. Давления, необходимые для удержания воды в гранитном расплаве, указаны в верхней части диаграммы (по Горансоу и Баргу, 1956).

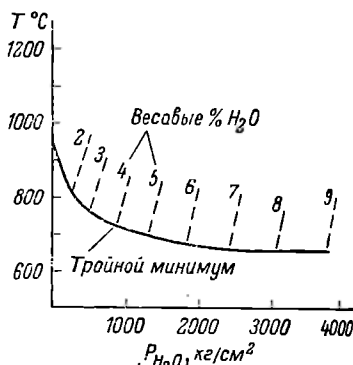
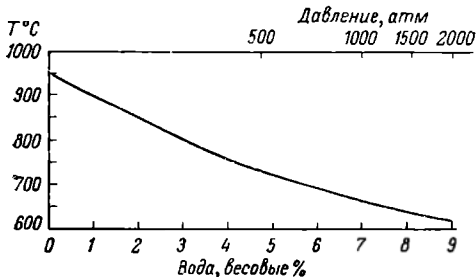


Рис. 8. Диаграмма, показывающая содержание воды, насыщающей расплав «тройного гранитного минимума» (Tuttle а. Bowen, 1958).

На рис. 9 представлена диаграмма, из которой видно, что в изотермических условиях, при существовании неравенства давлений $P^L > P^G$, равновесная концентрация воды в расплаве меньше предельной концентрации насыщения. Изменение давлений на расплав или на газовую фазу влечет за собой возникновение осмотических процессов, заключающихся в том, что происходит миграция молекул газа в расплав и из расплава без образования в нем газовой фазы.

В. А. Николаевым (1955) на основании данных Горансона выведена формула, определяющая в изотермических условиях осмотического равновесия следующую зависимость:

$$N_0 = N_n \frac{P^G}{P^L},$$

где N_0 — концентрация воды в расплаве при данных условиях; N_n — предельная или «нормальная» концентрация насыщения; P^G и P^L — давление на газовую и жидкую фазы. При условии $P^L > P^G$ отношение $\frac{P^G}{P^L} < 1$, следовательно, $N_0 < N_n$.

Эта формула, как и диаграмма Барта (рис. 9), передает главную особенность осмотических равновесий в системе «расплавы—вода»: в изотермических условиях повышение давления на расплав (при постоянном давлении на газовую фазу) уменьшает концентрацию воды в расплаве, а повышение давления газовой фазы (при постоянном давлении на расплав) увеличивает концентрацию воды в расплаве. Изменения концентрации воды в расплаве осуществляются путем диффузии без образования газовой фазы в расплаве. При выравнивании давлений на расплав и газовую фазу ($P^L = P^G$) осмотическая диффузия прекращается, концентрация воды в расплаве определяется величиной насыщения при данных T и P .

б) Экспериментальные данные о влиянии температуры на концентрацию воды в расплаве при постоянном давлении получены Р. Горансоном и позднее рассмотрены термодинамически Д. Кеннеди (1957) и В. А. Николаевым (1955). Приблизительные количественные данные в температурном интервале опытов Горансона таковы: в изобарических условиях на каждые 100° повышения температуры альбитового и гранитного расплава происходит уменьшение растворимости воды в нем примерно на 0.5 весовых процента. Таким образом, повышение температуры расплава понижает концентрацию воды, что объясняется и термодинамически, с привлечением понятия химического потенциала.

Возникновение разности температур в различных участках какого-либо объема расплава или изменение температурного режима вызовет диффузию молекул надкритического водяного пара из расплава и в расплав.

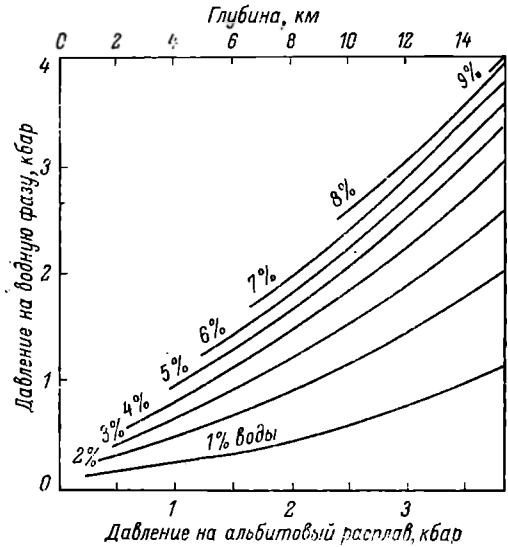


Рис. 9. Растворимость воды в расплаве в условиях осмотического равновесия расплав — газовая фаза в системе альбит—вода при 1000°C . (Составлено Т. Бартом, 1956, по термодинамическим данным Горансона).

в) Поглощение (растворение) газовой фазы силикатным расплавом — процесс экзотермический, выделение (испарение) газа расплавом — процесс эндотермический. Тепловой эффект этих реакций, по данным Р. Горансона, таков, что растворение 1 г газа H_2O сопровождается выделением тепла, примерно достаточного для расплавления 1.5—3 г обычных породообразующих силикатов (Николаев, 1955).

9. Приложение рассмотренных зависимостей к явлениям селективного плавления (магмообразования) показывает большую сложность взаимоотношений между образующимся расплавом и газовой фазой вмещающих пород. Количественные содержания воды в расплаве меняются в соответствии с независимыми изменениями как давлений, так и температур, причем возможны одновременные воздействия, вызывающие эффекты разного знака. Отметим некоторые тенденции изменений содержания воды в магматическом гранитном расплаве, возможность которых вытекает как из экспериментальных данных, так и из наблюдений природных образований.

Необходимым условием осуществления селективного выплавления анхизектических расплавов при минимальных значениях T и P (для данного состава) является равенство давлений на твердые фазы горных пород, на газовую фазу поровых пространств и на образующийся расплав. Определяется это структурно-геологическими условиями залегания горных пород и их физическими свойствами (степенью пористости и трещиноватости).¹ Однако развитие процессов плавления приводит к нарушению исходного режима давления. Переход кристаллического вещества в расплавленное состояние сопровождается увеличением объема до 10% по отношению к объему кристаллической массы. Следовательно, с появления первых порций расплава развиваются градиенты давлений вследствие возникновения больших давлений на расплав с передачей его на пограничные твердые фазы вмещающих пород и в меньшей степени — на газовую фазу поровых пространств. Поскольку внутри области селективного плавления оно происходит неравномерно, возникающие градиенты давлений также распределяются неравномерно.

Вместе с этим прогрессирующее развитие процессов плавления, обусловленное повышением температуры в данном участке земной коры, приведет к разогреву существующих порций расплава, к общему повышению его температуры. Оба эти обстоятельства в совокупности вызовут диффузию газовой фазы из расплава в поровые пространства вмещающих пород, т. е. п о н и ж е н и е к о н ц е н т р а ц и и в о д ы в р а с п л а в е. Этот эффект находится в соответствии с наблюдениями природных образований и специальными расчетами, которые показывают, что большая часть естественных лав и магм содержит воды значительно меньше, чем нужно для их насыщения (Барт, 1952; Кеннеди, 1957).

Градиенты давлений могут явиться одной из причин, обуславливающих дифференциальные движения в породах, столь типичные для толщ, внутри которых локально развивается плавление. Разнородность состава этих толщ в условиях дифференциальных движений приводит к образованию специфических для областей мигматизации структурных форм, в частности — структур будинажа с обособлением расплавов в межбудиных пространствах и трещинах. Механизм образования этих структур детально описывался Н. Г. Судовиковым (1957). Заполнение межбудиных пространств и трещин происходит путем «засасывания» (выжимания) подвижного материала (расплава) из вмещающих мигматитов в расширяющиеся полости вследствие возникновения в них пониженных давлений при их

¹ Важная роль в повышении давления газовой фазы в поровых пространствах может принадлежать метаморфическим процессам, обуславливающим разложение гидроксилсодержащих минералов с освобождением воды, т. е. реакциям дегидратации.

приоткрывании. Представляют интерес некоторые детали, характеризующие физико-химическую сторону происходящих при этом процессов.

а) Так как расплав, всасывающийся (или выжимающийся) в межбуждинное пространство или трещину, находится под меньшим давлением, чем прилегающие участки породы, то одновременно с механическим перемещением его (заполнением межбуждинного пространства или трещины) вступают в действие осмотические явления и в расплаве повысится концентрация летучих (в первую очередь воды) путем диффузии молекул газа из окружающих участков пород и из порций расплава в мигматитах, находящихся под большим давлением. Подтверждением этого служит тот факт, что межбуждинные тела часто сложены пегматитом, для формирования которого как раз требуется обогащение исходного расплава летучими.

б) Существование неравных давлений на расплав, заполняющий межбуждинные пространства, и на прилегающие участки вмещающих горных пород создает условия для термодинамического эффекта понижения температуры плавления твердых кристаллических фаз, граничающих с расплавом. Эффект этот, определяемый уравнением Джонстона, рассматривался в применении к генезису гранитной магмы П. Н. Кропоткиным (1940), выводы которого позднее подвергались критике со стороны В. А. Николаева (1955, 1957). Главный довод В. А. Николаева против возможности выхода больших количеств расплава по уравнению Джонстона заключался в утверждении, что образующийся в этих условиях расплав является переохлажденным для кристаллизующихся внутри него твердых фаз, не подверженных действию добавочного давления. Это возражение снимается для случая образования межбуждинных тел, ибо возникающие осмотические процессы поглощения расплавом газовой фазы вследствие своей экзотермичности вызовут дополнительный разогрев обособляющегося расплава. Действие же эффекта Джонстона упрощает механизм заполнения межбуждинных пространств, избавляя от необходимости допускать значительные масштабы перемещений во вмещающих толщах вязкого силикатного расплава, нужного для образования межбуждинных тел большого объема.

Необходимо отметить еще один важный результат осмотического растворения надкритической газовой фазы в расплаве, на который обращал внимание В. А. Николаев (1955). Имеется в виду возможность существенных изменений в химизме магмы, вследствие контаминации ее растворенными в газовой фазе компонентами. К последним относятся щелочные соединения силикатов, а также различные соли тяжелых металлов, которые были рассеяны во вмещающих породах и более или менее растворимы в надкритической водной фазе. В частности, именно этот механизм может быть приложен к объяснению изменения состава анатектического расплава в случае, описанном В. Б. Дагелайским (см. выше).

В качестве общего заключения к охарактеризованным соотношениям может служить утверждение, что магма как физико-химическая система с момента своего образования или зарождения является **открытой системой**, на что обращалось внимание Д. С. Коржинским (1955).

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. Пер. с англ. ИЛ, 1956.
Дагелайский В. Б. Об анатексисе глиноземистых гнейсов. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. Издание 2-е, переработанное. Госгеолтехиздат, 1964.
Кеннеди Д. О роли воды в магме. Пер. с англ. В сб.: Земная кора, ИЛ, 1957.
Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.

- Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов. Сов. геология, № 9, 1940.
- Маслеников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, В. Б. Дагслэйский, К. Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского п-ова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1962.
- Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- Николаев В. А. О процессах осмотической дестилляции и растворения газовой фазы в силикатных системах. Зап. Всесоюз. Минерал. общ., № 4, 1955.
- Николаев В. А. О применении термодинамики к некоторым петрологическим процессам. Зап. Всесоюз. Минерал. общ., № 2, 1957.
- Николаев В. А. О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ., Госгеолтехиздат, 1960.
- Полканов А. А. Контактное взаимодействие диабаз и гнейсо-гранита в окрестностях Кольского фиорда. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. XIV, вып. 1, № 46, 1913.
- Полканов А. А., В. А. Маслеников, Г. О. Глебова-Кульбах, К. А. Шуркин. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. В сб.: Химия Земной коры (Тр. Геохим. копфер., посв. 100-летию со дня рожд. акад. В. И. Вернадского, т. 1), Изд. АН СССР, 1963.
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.
- Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., № 6, вып. 1, 1959.
- Шуркин К. А. и М. Е. Салье. Особенности химизма пегматитов Северной Карелии. ДАН СССР, т. 131, № 4, 1960.
- Escola P. About the granite problem and some masters of the study of granite. Bull. Comm. Geol. Finl., № 168, 1955.
- Goranson R. Silicate-water system, the «osmotic pressure» of silicate melts. Amer. Miner., vol. 22, № 5, 1937.
- Fyfe W. S., F. J. Turner and J. Verhoogen. Metamorphic reactions and metamorphic facies. The Geol. Soc. of Am. Memoir., 73, 1958.
- Kranck E. A. and R. V. Oja. Experimental studies of anatexis. Rep. 21 session of Intern. Geol. Congr., pt. XIV, The granite-gneiss problem, Copenhagen, 1960.
- Mehner K. R. Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Miner., Bd. 37, H. 2, 1959.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
- Tuttle O. F. and N. L. Bowen. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 (synthetic granite). Year Book, № 51 (1951—1952), Washington, Carnegie institution, 1952.
- Tuttle O. F. and N. L. Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. of Am., Mem. 74, 1958.
- Wyllie P. I. and O. F. Tuttle. Effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. Am. Journ. of Sci., vol. 259, № 2, 1961.

Т. В. Пераклина

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ГРАНИТНЫХ ПЛУТОНОВ

(НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Гранитоиды герцинского возраста играют важную роль в геологической истории Центрального Казахстана. Расчленение их на возрастные группы и выявление специфических особенностей этих групп затрудняется тем обстоятельством, что они прорывают верхнепалеозойские вулканогенные толщи, возраст которых пока еще недостаточно документирован. В связи с этим и возрастное положение гранитоидов нередко остается неопределенным. Основываясь лишь на петрографических и петрохимических особенностях пород, не всегда удается выделить среди них группы, комплексы и формации, а следовательно, и охарактеризовать отдельные

этапы длительного и весьма интенсивно проявившегося здесь периода герцинского магматизма.

В связи с этим перед исследователем неизбежно встает вопрос о необходимости применения, помимо обычных геологических методов, наряду с изучением вещественного состава гранитоидов таких способов исследования, которые позволили бы преодолеть указанные трудности.

При изучении герцинских гранитоидов Центрального Казахстана нами была использована методика структурного анализа интрузивных образований, впервые введенная в нашей стране А. А. Полкановым и развиваемая далее Н. А. Елисеевым. В своих работах А. А. Полканов (1945, 1946) показал, что каждое интрузивное тело выражает состояние равновесия между эндогенными силами магмы и тектоникой и кинематикой рамы. Кроме того, им были даны основы систематики плутонов платформ и орогенных поясов. Такой подход к исследованию плутонов вызывает необходимость, помимо изучения контактов и внутреннего строения, освещения вопросов о положении их в структурах вмещающих пород, отношения к пликативным и дизъюнктивным дислокациям и времени внедрения в тот или иной период геосинклинального развития.

Для понимания процессов магматизма данного региона или той или иной структурно-формационной зоны совершенно обязательно знание истории геологического развития этой зоны, истории формирования тектонических структур, а следовательно, кинематики рамы в течение определенного периода времени. Совокупность полученных данных даст возможность установить характер тектонических движений в период внедрения магматических масс, характер и расположение подводящих каналов, механизм образования интрузивных тел и, наконец, их форму. Применение указанной методики к изучению герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана, как правило, лишенных первичных директивных текстур, позволило выделить среди них определенные формации и комплексы и установить их характерные особенности.

Главная масса интрузивных образований герцинского времени приурочена к Джунгаро-Балхашской складчатой системе, сложенной осадочными и вулканогенными образованиями среднего и верхнего палеозоя. Свообразный геосинклинальный период развития этой области закончился в основном в нижнем карбоне (саурская фаза складчатости), и в течение верхнего палеозоя здесь преобладали блоковые движения по крупным, региональным разломам. Детальное изучение показало, что в Центральном Казахстане отсутствуют плутоны, несущие черты типичных синорогенных интрузий.

Наиболее ранними интрузивными породами рассматриваемого периода являются диориты, гранодиориты, тоналиты, которые могут быть выделены в качестве позднеорогенной гранодиоритовой формации. Внедрение ее тесно связано с главной фазой складчатости и происходило, по-видимому, сразу вслед за ее окончанием, как только в пластических толщах пород верхнего структурного этажа, подвергавшихся складкообразованию, стало возможным возникновение расколов, которые сопряжены с только что сформированными складчатыми структурами. В этот период возникают продольные плутоны, ориентированные параллельно простиранию осей крупных складок, но являющиеся дискордантными по отношению к структурам вмещающих толщ. В пространственном расположении плутонов гранодиоритовой формации наблюдается определенная закономерность — они чаще всего приурочены к зонам сочленения разновозрастных структур, к местам сопряжения герцинских краевых прогибов и геоантиклиналей, сложенных отложениями нижнего и частично среднего палеозоя.

Характерно сложное внутреннее строение плутонов с постепенными переходами между отдельными разновидностями слагающих их пород. Наиболее распространенными являются гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты. Типично обилие ксенолитов и относительно широкое развитие процессов гибридизма.

Постинтрузивные деформации выражаются в интенсивном расланцевании пород, изменении первичной формы плутонов, иногда их разлинзовании.

Постороженные интрузии Джунгаро-Балхашской складчатой системы должны быть отнесены к гранитной формации, хотя состав ее довольно разнообразен и в ней может быть намечен ряд субформаций или комплексов, отличающихся не только по петрографическому составу пород, но и по ряду других особенностей.

Исключая из рассмотрения малые интрузии в гранитной постороженной формации, можно выделить два крупных комплекса: 1) биотитовые и лейкократовые граниты и 2) аляскиты и субщелочные граниты. В комплексе биотитовых и лейкократовых гранитов названные породы являются преобладающими; однако состав комплекса разнообразен. В различных структурно-формационных зонах он представлен граносиенитами, сиенитами, монцонитами. Более детальное изучение позволяет выделить внутри комплекса еще две (или более) возрастные группы. В связи со значительным разнообразием состава пород, входящих в первый постороженный комплекс, представлялось особенно важным определить главные черты геологии его интрузивных тел, что дало бы возможность достаточно достоверно выделять его в разных структурных зонах, где он может быть представлен различными петрографическими типами.

Было установлено, что для рассматриваемого комплекса характерны дискордантные плутоны, приуроченные к крупным и протяженным разломам, нередко регионального значения, секущим складчатые структуры. Кинематика рамы этого периода характеризуется блоковыми движениями со значительными перемещениями как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. Внедрение магмы происходило по крутым или вертикальным расколам, располагавшимся на границах структурно-формационных зон и внутри последних. Размещение магматических масс в верхнем структурном ярусе шло по пологим расколам или границам толщ с образованием гипабиссальных интрузивных тел типа гарполитов и хонолитов. По своему внутреннему строению это чаще всего многократные плутоны. Явления ассимиляции и гибридизма нехарактерны.

Возраст комплекса датируется верхним карбоном на большей части территории, а в отдельных структурно-формационных зонах — нижней пермью.

Гранитоиды комплекса биотитовых и лейкократовых гранитов являются наиболее распространенными в Центральном Казахстане; в это время развитие герцинского интрузивного магматизма достигает своего максимума и проявления его весьма многообразны. Здесь установлены как крупные, батолитового типа тела, так и малые интрузии. Количество расплава, преимущественно кислого состава, поднявшегося в верхний структурный этаж, является наибольшим для всего герцинского периода. Следующий по возрасту постороженный комплекс аляскитовых и субщелочных гранитов также широко распространен на всей площади Джунгаро-Балхашской складчатой системы, однако количество и размеры интрузивных тел заметно уступают первому постороженному комплексу. Это несомненно указывает на то, что процессы магматизма идут на убыль, сокращаются размеры магматического фронта. Кинематика рамы характеризуется продолжающимися блоковыми движениями, однако тектонические движения являются менее напряженными, реже возникают крупные региональные

разломы, преобладают перемещения сравнительно небольших блоков пород по крутым, близким к вертикальным разломам.

Плутоны, формирующиеся в это время, характеризуются весьма своеобразными чертами своего геологического строения. Прежде всего обращает на себя внимание правильная округлая или овальная форма их в плане, что давно уже было подмечено казахстанскими геологами. Это всегда резко дискордантные простые многократные плутоны. Для многих из них характерна связь с кольцевыми дайками, субвулканический характер и кольцевое строение самих плутонов. Наблюдения над контактами интрузивных тел, а также данные геофизики свидетельствуют о том, что это тела значительной вертикальной мощности, внедрение которых связано с разломами, в ряде случаев имеющими кольцевую форму. Таким образом, оставляя в стороне некоторые специфические особенности проявления герцинского магматизма в отдельных структурно-формационных зонах, можно сказать, что изучение геологии интрузивных тел гранитоидов этого периода в пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы показало совершенно закономерное изменение во времени и пространстве типов тектонических движений и тесно связанного с ними состава и способа внедрения магматических масс и возникновение определенной формы плутонов. Указанная закономерность подчеркивает тесную взаимозависимость между тектоникой и кинематикой рамы и активностью магмы, с одной стороны, и характером размещения расплава в верхнем ярусе и образованием тех или иных форм плутонов в зависимости от соотношения между этими двумя факторами — с другой.

Если первые герцинские комплексы образуют плутоны, характерные для орогенных поясов, то интрузивные тела наиболее поздних уже приближаются к плутонам, типичным для кратогена.

Не следует забывать при этом, что различные типы плутонов могут возникать одновременно, но в зонах с различным тектоническим режимом. Мы осветили очень кратко лишь одну сторону изучения гранитных плутонов. Не менее важной является и другая сторона, а именно, изучение вещественного состава слагающих их пород и закономерности его изменения внутри одного интрузивного тела в пределах комплекса и, наконец, в течение всего периода герцинского магматизма. Это позволит судить о закономерностях и последовательности кристаллизации, процессах дифференциации, роли явлений ассимиляции и гибридизма и т. п.

Эти вопросы для гранитов Центрального Казахстана освещены в ряде работ, из которых особенно упоминаются заслуживают работы В. С. Коптева-Дворникова, О. С. Полквого и др. (1962), В. К. Монича (1959), М. И. Буракова и др.

Мы остановимся здесь на характеристике изменения химического состава герцинских гранитоидов во времени и попытаемся осветить это изменение с помощью диаграммы плавкости системы альбит—ортоклаз—кварц, изученной О. Таттлом и Н. Боуэном. Диаграммы состояния, и в частности диаграммы плавкости экспериментально изученных силикатных систем, применялись А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым (1941), А. А. Полкановым (1955) и рядом зарубежных исследователей (Н. Боуэн, О. Таттл, Т. Барт и др.) для различных целей установления последовательности кристаллизации минералов в породах, определения состава исходной магмы, суждения о метасоматическом или магматическом происхождении гранитов и т. п.

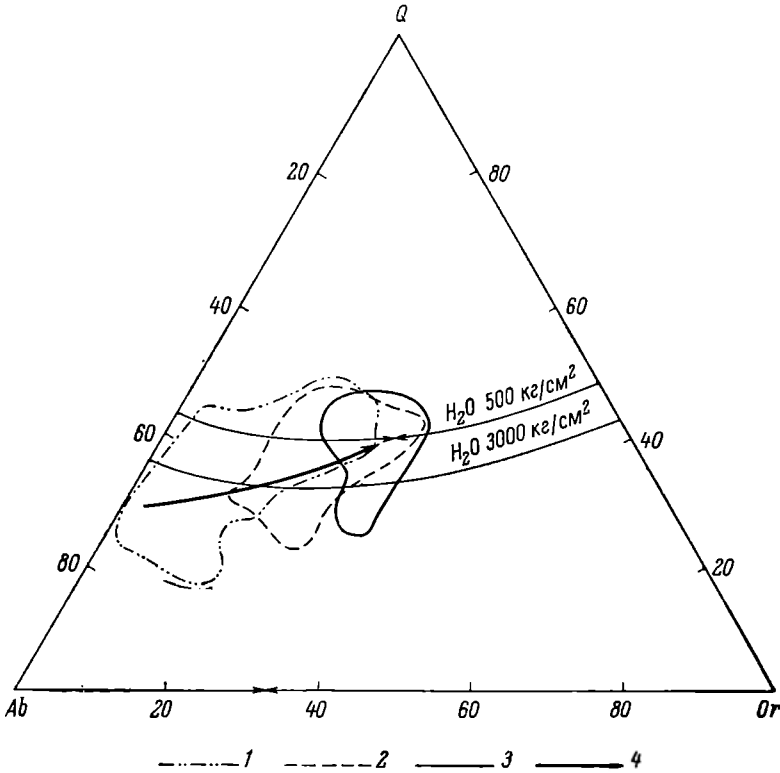
Для поставленной нами задачи мы произвели пересчеты ¹ 450 химических анализов ² герцинских гранитов Центрального Казахстана (боль-

¹ Все пересчеты выполнены В. А. Шатковым.

² Химические анализы взяты из работ Г. И. Бедрова, М. И. Буракова, В. К. Монича, Т. В. Перекалиной и др.

шая часть которых содержит менее 5% биотита) на нормативные составы для нанесения на диаграмму альбит—ортоклаз—кварц.

Фигуративные точки гранитоидов различных комплексов дают определенной формы и размеров поля (рисунок), отражающие типичные особенности химизма пород различных формаций, а также общий характер эволюции магматического расплава во времени.



Расположение полей фигуративных точек на диаграмме Ab—Or—Q.

1 — поля фигуративных точек гранодиоритов позднеорогепной формации; 2 — граница поля фигуративных точек посторогенного комплекса биотитовых и лейкократовых гранитов; 3 — граница поля фигуративных точек посторогенного комплекса аляскитов; 4 — линия изменения состава гранитоидов в течение герцьянского периода.

Ясно видно, что состав пород гранодиоритовой формации сильно отличается от состава тройного минимума системы. Магматический расплав этого периода обогащен альбитом и обладает относительно высокой температурой, что подтверждается и тем фактом, что именно для этих пород характерно развитие процессов ассимиляции и гибридизма.

С течением времени состав гранитов приближается к составу тройного минимума, однако породы первого посторогенного комплекса (биотитовые и лейкократовые граниты) еще несколько обогащены альбитом; фигуративные же точки комплекса аляскитов ложатся прямо в минимум. Естественно, что наряду с таким ходом изменения состава меняется и температура расплава и эвтектические составы обладают минимальной температурой и не способны к ассимиляции вмещающих пород, что подтверждается и полевыми наблюдениями.

Эта общая для гранитов Джунгаро-Балхашской складчатой системы закономерность несколько нарушается в тех структурно-формационных зонах внутри нее, которые отличаются историей своего геологического развития.

К ним относятся, например, некоторые геантиклинальные структуры (Баянаульский антиклинорий) или зоны, сохранявшие свою мобильность в течение особенно длительного времени (Алакульский синклинорий). В течение всего герцинского периода почти непрерывно происходило внедрение в верхний структурный этаж громадных масс магмы кислого состава; надо полагать, что такие массы либо существовали в расплавленном состоянии в течение всего этого времени, либо легко переходили в расплав даже при незначительном подъеме геозотерм или ослаблении давления.

Наряду с отсутствием ясно выраженных процессов дифференциации и резким преобладанием среди интрузивных образований гранитов, это дает основание считать, что возникновение гранитной магмы происходило при плавлении пород кристаллического фундамента.

Основная масса верхнепалеозойских гранитов и кислых эффузивов сосредоточена в Токрауском и Северо-Балхашском синклинариях, где, по геофизическим данным, располагается гравитационный минимум, свидетельствующий о значительной мощности гранитного слоя. Вряд ли есть основание предполагать, как это делает Ф. С. Моисеенко (1957), существование особого диоритового слоя; по-видимому, он сложен метаморфизованными породами докембрия и нижнего палеозоя, имеющими ту же плотность, что и диориты — 2.72—2.74.

Несомненно, что существенную роль в глубинных частях коры играли процессы ультраметаморфизма, способствовавшие приближению состава пород, слагающих кристаллический фундамент, к составу гранита, который при благоприятных условиях (ослабление давления, подъем геозотерм) легко переходит в расплав.

ЛИТЕРАТУРА

- К а з а и л и Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 20, 1955.
- К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С., О. С. Полквой и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпақдала II. Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.
- М о и с е е н к о Ф. С. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., № 225, вып. 9, 1957.
- М о н и ч В. К. Магматизм Центрального Казахстана. В сб.: Произв. силы Центр. Казахстана, т. 2, 1959.
- П е р е к а л и н а Т. В. Геология герцинских интрузий Центрального Казахстана. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1960.
- П о л к а н о в А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
- П о л к а н о в А. А. Генетическая систематика интрузий платформы — кратогена. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.
- П о л к а н о в А. А. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия — южная часть Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5, 1955.
- П о л к а н о в А. А. и Н. А. Е л и с е е в. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. ЛГУ, 1941.

Н. А. Елисеев, В. Г. Кушев

ИНТРУЗИИ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ СИЕНИТОВ, ИХ ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ХИМИЗМ (ПРИАЗОВЬЕ)

Сложный комплекс протерозойских интрузий Приазовья охватывает большое число массивов различного строения и состава, близких по времени образования и тектонической позиции. Важную роль в этом комплексе играют щелочноземельные и субщелочные сиениты, слагающие несколько массивов — Южно-Кальчикский, Кальмиусский, Еланчикский и

Октябрьский. Последний участвует в строении сложного Октябрьского массива щелочных пород (рис. 1).

Об интрузиях сиенитов приводятся сведения у В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева (1934). И. Д. Царовский (1954) указал на приуроченность сиенитов к крупным субмеридиональным разломам. В этой же статье И. Д. Царовский после разбора работ по интрузивным породам Приазовья, в которых, по его мнению, недостаточно внимания уделено структурному анализу, пишет, что «отмеченные интрузии разломного типа являются массивами перасчлененными, плохо дифференцированными, без выраженных ориентированных текстур» (Царовский, 1954, стр. 104).

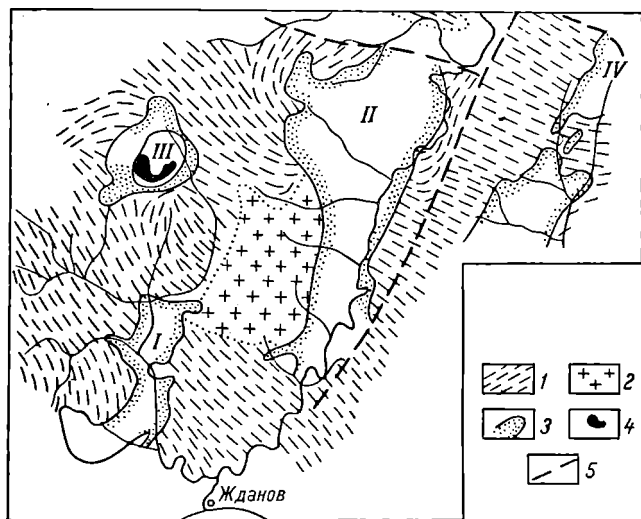


Рис. 1. Схема расположения интрузий сиенитов Приазовья.

1 — гнейсы и мигматиты; 2 — анадолийские граниты; 3 — интрузии щелочно-земельных сиенитов: I — Южно-Кальчикский массив, II — Кальмиусский массив, III — Октябрьский щелочной массив, в котором щелочноземельные сиениты слагают внешнее кольцо, IV — Еланчикский массив; 4 — нефелиновые сиениты Октябрьского массива; 5 — разрывные нарушения.

Позднее автор несколько изменил свою точку зрения и пришел к заключению о наличии ориентированных текстур; им даже предложена структурная схема строения Южно-Кальчикского массива (Царовский и Кравченко, 1962), отражающая самые общие особенности. В целом же внутренняя структура интрузий сиенитов, их отношение к структуре вмещающих пород и тектоническая позиция остались неясными, равно как и их точное возрастное положение. Хотя протерозойский возраст описываемых интрузий не оспаривается, интервал 1100—1300 млн лет явно является заниженным (Семененко и Царовский, 1959; Царовский и Кравченко, 1962). В настоящей статье приводятся новые данные о внутреннем строении, химизме и возрасте интрузий сиенитов и их генезисе. Затронутые вопросы рассматриваются на примере Южно-Кальчикского и Кальмиусского массивов; Еланчикский массив изучен значительно хуже вследствие слабой обнаженности в этой части Приазовья, а сиениты Октябрьского массива участвуют в качестве одной из составных частей в строении сложного плутона, значительная часть которого сложена щелочными породами. Основные черты структуры Октябрьского массива описаны И. Д. Царовским (1954, 1958). Сложный Октябрьский массив особо интересен в структурном отношении по той причине, что изучение геологических и структур-

ных соотношений между различными составными частями, сложенными различными горными породами, позволяет установить, что в состав сложного протерозойского интрузивного комплекса входят различные горные породы и что формирование комплекса происходило в несколько этапов. В дальнейшем главное внимание будет уделено характеристике сиенитовых интрузий.

Южно-Кальчикский массив

Сиениты Южно-Кальчикского массива обнажаются по р. Кальчик в ее среднем течении от с. Старый Крым на юге до разветвления на Малый и Западный Кальчик в районе с. Кременевка на севере и балкам, впадающим в нее с левого и правого бортов. На юго-западе массив прослежен картировочными скважинами под мезо-кайнозойскими отложениями к западу от с. Старый Крым в виде широкой подковы, раскрытой к северу. Отдельные выходы в этой части интрузии встречаются по балкам Саса-Гулах и Попова. Общая площадь массива составляет около 250 км²; наиболее хорошо изучена часть интрузии, обнажающаяся по р. Кальчик и ее притокам (рис. 2).

Небольшой выход гранито-сиенитов, известный по левому ответвлению р. Калец (правого притока р. Кальчик), в районе с. Новая Янисоль, по особенностям минерального состава, химизма и структурному положению должен рассматриваться как сателлитовый по отношению к Южно-Кальчикскому массиву.

Интрузия прорывает гнейсы и мигматиты верхнеархейского возраста, образуя с ними отчетливо рвущие контакты, довольно часто наблюдаемые в естественных обнажениях. Секущее положение интрузии по отношению к вмещающим толщам подчеркивается разрывом пачки силикатных мраморов, участвующей в строении гнейсо-мигматитовой толщи (Царовский и Кравченко, 1962). В средней части интрузия заметно сужается, прорезая граниты, секущие гнейсы, и мигматиты.

Вдоль восточной границы устанавливается много крупных отторженцев вмещающих пород, ведущих себя как крупные ксенолиты, и в обоих контактах многочисленные мелкие ксенолиты. И те, и другие ориентируются параллельно контакту, характер которого зависит от того, под каким углом к гнейсовидности вмещающих пород проходит его плоскость (рис. 2, 3).

Внутреннее строение интрузии выявляется благодаря отчетливо выраженным первичным слоям течения и линейности, обусловленным закономерным расположением минералов удлиненно-призматической и табличатой формы (калиевый полевой шпат, пироксен, амфибол). Трахитоидность и линейность достаточно легко устанавливаются в образцах и обнажениях, причем первичные слои течения обнаруживают параллелизм по отношению к контактам; мелкие ксенолиты ведут себя, как крупные кристаллы, а крупные отторженцы, кроме того, еще и обтекаются первичными слоями течения.

Наиболее четко трахитоидность выражена в краевых частях интрузии, где породы мелко- и среднезернисты и присутствующие в них калиевый полевой шпат и темноцветные обладают субидiomорфной формой. С удалением от контактов крупность зерна заметно возрастает и ориентированность структуры выявляется с большим трудом. Линейность, обусловленная наличием однообразно расположенных кристаллов темноцветных минералов, совпадает обычно с направлением падения плоскости трахитоидности или близка к нему, располагаясь в этой плоскости. Ориентировка кристаллов калиевого полевого шпата своими длинными осями в направлении линейности выявляется в образцах гораздо реже. С плоскостью трахитоидности совпадают по ориентировке и присутствующие нередко шпильки темноцветных минералов.

Направление трахитоидности в целом параллельно плоскостям контактов и имеет субмеридиональное простирание, падение ее преимущественно северо-восточное на юге и юго-восточное на севере с углами падения

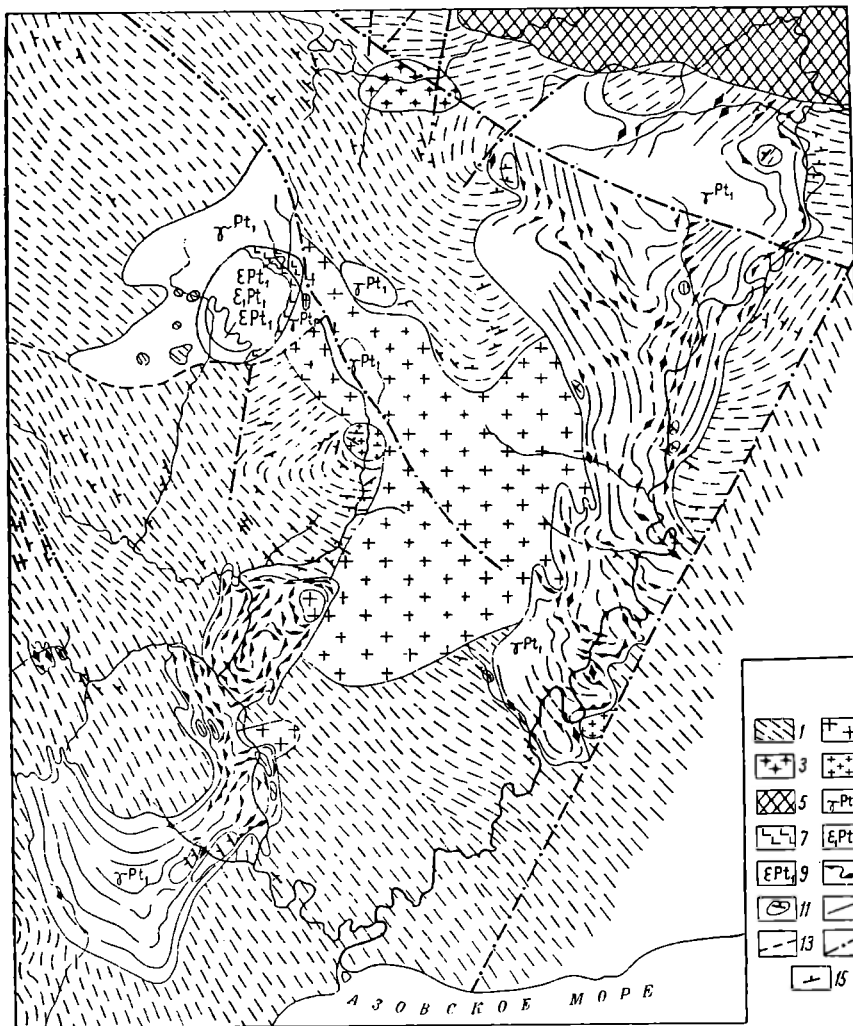


Рис. 2. Схема геологического строения и внутренняя структура сиенитовых интрузий. (Структурное картирование интрузий проведено В. Г. Кушевым).

1 — гнейсы и мигматиты верхнеархейского возраста, вмещающие сиенитовые интрузии; 2 — анатолийские граниты; 3 — граниты и гранодиориты леезского возраста; 4 — амфиболо-биотитовые граниты и гранодиориты; 5 — отложения складчатого Доббасса; 6 — сиениты щелочноземельные; 7 — основные и ультраосновные породы; 8 — щелочные сиениты; 9 — нефелиновые сиениты; 10 — направление первичных структур течения замеренное и предполагаемое; 11 — ксенолиты и отторженцы боковых пород; 12 — контуры интрузий, границы; 13 — разрывные нарушения установленные; 14 — разрывные нарушения предполагаемые; 15 — падение и простирание гнейсовидности.

65—80°. Детали внутреннего строения хорошо видны на структурной карте и зарисовках (рис. 2, 3).

В юго-западной части интрузии, где породы залегают под чехлом осадочных отложений, замеры трахитоидности были произведены только в единичных выходах и недостаточны для выяснения структуры. По дан-

ным бурения устанавливается, что трахитоидность обычно имеет крутое падение. Падение трахитоидности в доступных для этого обнажениях юго-западное или вертикальное.

Изучение трещиноватости пород выявило закономерность взаимоотношений трещин отдельности со структурами течения. Различаются следующие главные системы трещин отдельности: пластовые, продольные и поперечные, причем пластовые трещины выражены лучше других. Реже наблюдаются системы диагональных трещин. В ряде случаев при достаточно большой площади наблюдения, как например в каменных карьерах, создается впечатление, что сиениты обладают расслоенностью, близкой к горизонтальной или сводовой. Такой вывод основывался на предположении, что наиболее отчетливо выраженные трещины принадлежат к системе пластовых, т. е. параллельны трахитоидности. В действительности же кажущееся «расслоение» объясняется широким и выдержанным развитием поперечных трещин, которые располагаются почти строго перпендикулярно плоскости трахитоидности и круто наклоненным линиям течения. Сопряженность первичных трещин отдельности с линейными и плоскостными структурами подтверждает интрузивную природу массива.

Первичные трещины нередко служат путями внедрения даек мелкозернистых сиенитов и сиенит-аплитов, очевидно, генетически связанных с формированием пород самого массива. Многочисленные дайки иного состава используют эти направления лишь частично; они известны не только в породах массива, но и за его пределами, внедряясь по трещинам северо-западного и северо-восточного простирания, пересекаям и массив, и вмещающие породы как единое целое.

Микроструктурный анализ был выполнен по различным минералам. В качестве осей при отборе образцов выбирались: *a* — направление линейности; *b* — перпендикуляр в нему в плоскости трахитоидности; *c* — полюс плоскости трахитоидности. Микроструктурные диаграммы составлялись по калиевому полевому шпату, кварцу, амфиболу и пироксену. При составлении ориентирных диаграмм по калиевому полевому шпату (микроклину) определялось положение осей *Nm*, или полюса спайности (010); для этой цели наиболее удобны шлифы со срезом, перпендикулярным оси *b*. Кристаллы микроклина, в которых ось *Nm* занимает строго определенное положение по отношению к кристаллографическим элементам, имеют форму таблиц, уплощенных по (010), и ведут себя так же, как и плагиоклаз, несмотря на более отчетливую спайность по (001) у калиевых полевых шпатов по сравнению со спайностью по (010), более развитой у плагиоклазов. Эта особенность выяснена на примере полевых

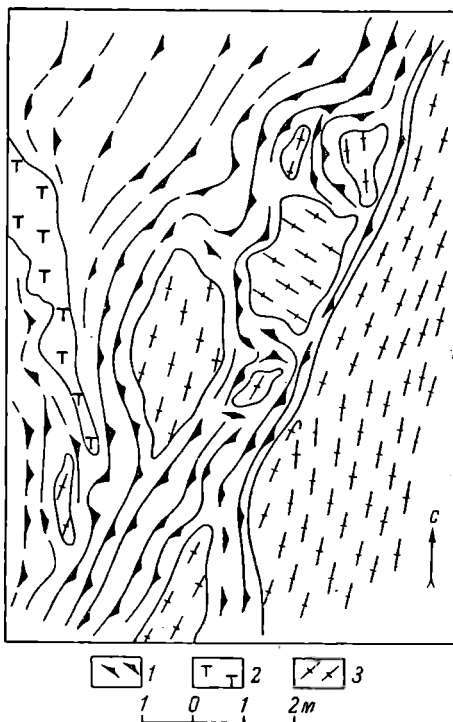


Рис. 3. Характер контакта сиенитов с гнейсами.

1 — трахитоидность сиенитов; 2 — пегматоидные породы; 3 — гнейсы и мигматиты, попадающие в сиениты в виде ксенолитов.

шпатов пород Хибинского и Ловозерского плутонов (Елисеев, 1953; Елисеев и Федоров, 1953). Ось [001] микроклина лежит в плоскости (010)

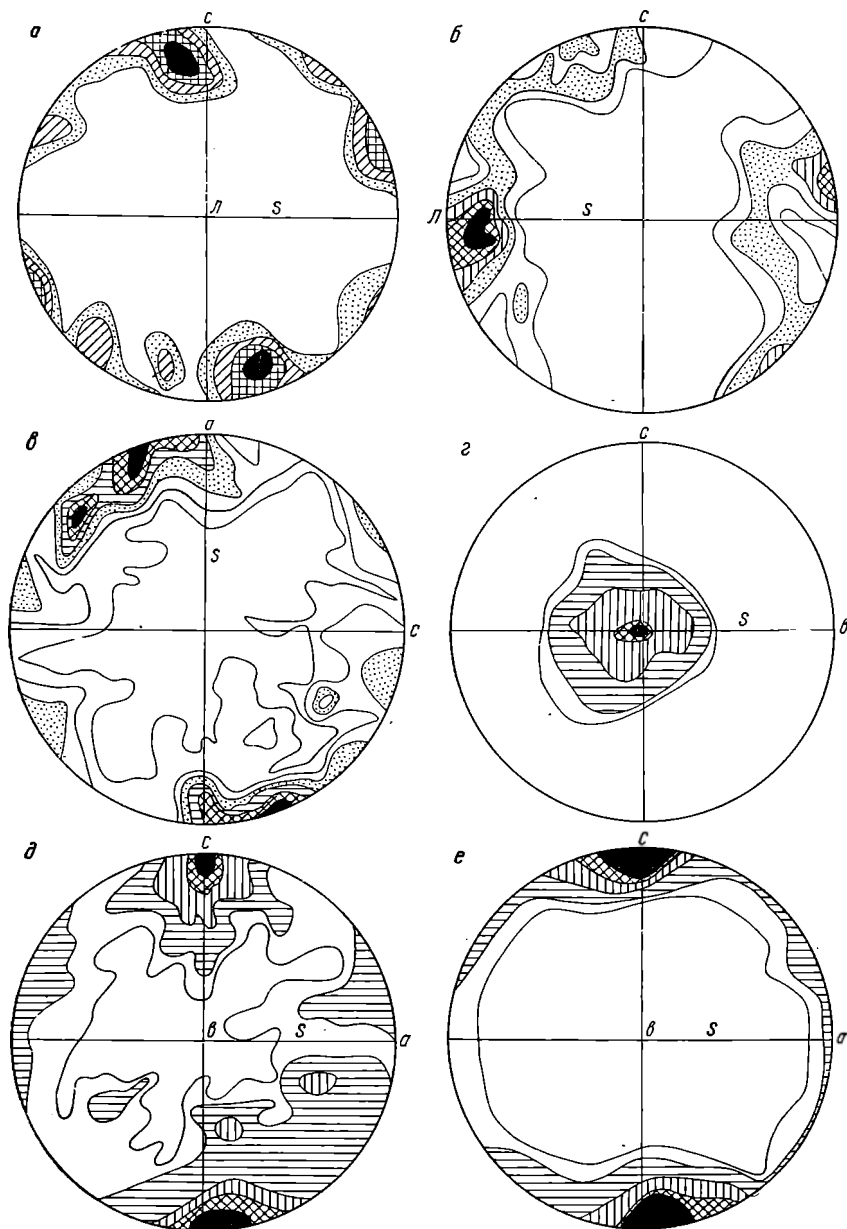


Рис. 4. Структурные диаграммы.

a — кварцевый сиенит, 50 полюсов спайности (010) калиевого полевого шпата, S+R-тектонит, изолинии 2—4—6—8%; *б* — кварцевый сиенит, 80 выходов осей Nm калиевого полевого шпата (микроклин), S+R-тектопит, изолинии 2—4—6—8—10%; *в* — сиенит из зоны расщепления, 100 выходов Nm микроклина, S+R-тектонит, изолинии 2—4—6—8—10%; *г* — пироксеновый сиенит, 94 выхода оси [001] пироксена, S+R-тектонит, изолинии 1—2—4—8 > 12%; *д* — кварцевый пироксено-амфиболовый сиенит, 112 выходов оптических осей кварца, S+R-тектонит, изолинии 1—2—4—8 > 10%; *е* — кварцевый амфиболо-биотитовый сиенит, 98 полюсов спайности (001) биотита, S+R-тектопит, изолинии 1—2—4—11 > 16%.

и совпадает с линейностью (ось *a*), а [010] совпадает с осью *c*; угол между Nm и [001] составляет ~18°. На диаграммах, составленных по выходам

Nm , получаются два максимума, смещенные относительно оси a примерно на 18° , а относительно максимумов по $\perp (010)$ — на 70° (рис. 4, а и б). При повороте диаграммы, построенной по Nm , получается диаграмма, отвечающая ориентировке кристаллов микроклина по форме, с совпадением оси $[001]$ с осью a и соответствующая S -тектониту. Иногда появляется еще и слабо выраженный R -тектонитовый пояс.

Диаграммы, составленные для сиенитов по кварцу, обычно дают $S+R$ -тектонитовый узор, что, очевидно, связано с наложением более поздних дифференциальных движений (рис. 4, в). Наиболее отчетливый R -тектонитовый узор возникает в породах из зон расланцевания и вблизи них (рис. 4, в). Диаграммы по пироксену и амфиболу, составленные по оси $[001]$, обнаруживают $S+R$ -тектонитовый узор (рис. 4, г).

Таким образом, результаты микроструктурного анализа подтверждают первичную природу ориентированных структур сиенитов, возникших при движении кристаллов в жидкой среде при внедрении интрузии.

Форма и тип интрузии и механизм ее внедрения устанавливаются на основании данных структурного и микроструктурного анализов вместе с наблюдениями над контактными взаимоотношениями. Южно-Кальчикский массив относится к типичным трещинным интрузиям второй величины, представляя собой неправильное, удлиненное, крутопадающее тело грубо плитообразной формы. Внутренняя тектоника его не самостоятельная, а с элементами параллелизма по отношению к контактам; по отношению к тектонике вмещающих пород интрузия дисгармоничная. Формирование ее было очевидно связано с образованием крутонаклонных расколов.

И. Д. Царовский (Царовский и Кравченко, 1962) считает, что Южно-Кальчикский массив имеет «дуговое строение», которое, как и падение трахитоидности на юг и восток (наружу от массива), могло быть обусловлено разным знаком вертикального перемещения отдельных блоков кристаллического фундамента с образованием дуговой разломной зоны. Действительно, юго-западное продолжение массива нарушает и усложняет его строение, однако причина заключается, вероятно, не в существовании дуговой разломной зоны, а в сопряжении нарушений субмеридионального и северо-западного простираний.

Разновидности пород, слагающие интрузию, должны быть отнесены к сиенитам, кварцевым сиенитам и гранито-сиенитам. Они различаются по количественно-минералогическому составу и химизму, но в целом укладываются в единый ряд и связаны между собой постепенными переходами, причем распределение их в пределах массива вполне закономерное, и намечается даже своеобразная зональность (рис. 5). В краевых частях, особенно в северной половине массива, преобладают оливино-пироксеновые и пироксено-амфиболовые сиениты с не-

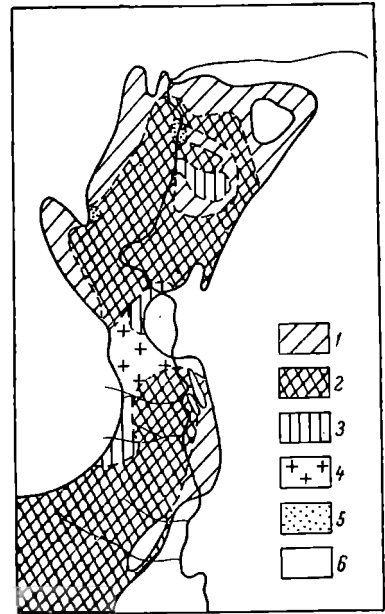


Рис. 5. Схема распределения пород разного состава в Южно-Кальчикском массиве.

1 — оливино-пироксеновые кварцосодержащие сиениты; 2 — амфиболо-пироксеновые кварцосодержащие и кварцевые сиениты; 3 — амфиболовые кварцевые сиениты; 4 — кварцевые амфиболо-биотитовые сиениты; 5 — гранито-сиениты; 6 — породы рамы.

большим (колеблющимся) количеством кварца. К центру массива оливин и пироксены вытесняются амфиболом и биотитом, и содержание кварца заметно возрастает. Одновременно увеличивается степень альбитизации калиевого полевого шпата, кристаллы которого укрупнены и теряют правильную таблитчатую форму. В южной части массива оливино-пироксеновые и пироксеновые сиениты распространены меньше, по отмечается аналогичная зональность. Причины «зональности» и изменения минерального состава заслуживают специального рассмотрения.

Особое положение занимают дайковые породы, среди которых выделяются генетически связанные с сиенитами и использующие обычно первичные трещины отдельности (микросиениты, сиенит-аплиты) и более поздние, преимущественно основного или реже кислого состава, внедрявшиеся по трещинам, сквозным для массива и вмещающих пород. Последние часто достигают значительной мощности и прослеживаются на расстоянии до 2—3 км. Кроме них, нередко встречаются и более молодые дайки лампрофиров.

Кальмиуский массив

Массив обнажается по р. Кальмиус и ее притокам на площади около 500 км² от устья балки Чернечья на юге до зоны сочленения Приазовской кристаллической полосы с Донбассом на севере. Коренные выходы пород, слагающих массив, наблюдаются только в долинах, тогда как на водоразделах они скрыты чехлом осадочных отложений. На всей площади массива устанавливается развитая кора выветривания, достигающая мощности от 5—10 до 50—60 м, в среднем составляя 15—20 м, и сохраняющаяся как на водоразделах, никогда не перекрывавшихся морскими осадками, так и под толщей мезо-кайнозойских отложений. Это крайне затрудняет проведение наблюдений, ограничивая число естественных выходов свежих пород.

Взаимоотношения интрузии с вмещающими породами сходны с таковыми для Южно-Кальчикского массива: она прорывает толщу гнейсов и мигматитов верхнеархейского возраста и заключенные в ней анэдольские граниты (синорогенные интрузии?). Интрузивные контакты наблюдались в нескольких местах в южной и средней частях массива, обнаруживая отчетливо рвущий характер.

Наблюдения над взаимоотношениями сиенитов с вмещающими породами облегчаются текстурными особенностями тех и других пород, трахитоидностью в сиенитах и гнейсовидностью во вмещающих породах. Между трахитоидностью и гнейсовидностью нередко наблюдается несогласие.

Сиениты вблизи контакта содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород разной величины, причем захваченные обломки располагаются закономерно в плоскостях трахитоидности наподобие крупных кристаллов. Породы, близкие по составу к сиенитам, будучи захвачены в виде ксенолитов, претерпевают изменения и могут быть даже полностью ассимилированы. Более крупные «отторженцы» также претерпевают значительную переработку, но, хотя их состав и приближается к сиенитам, обычно могут быть выявлены и оконтурены. Подобные участки гибридизированных сиенитов встречены по балке Столовая, где захваченными и переработанными оказались биотитовые граниты и амфиболо-биотитовые гранитовые гнейсы с порфиробластовой структурой. В западном контакте крупных отторженцев установлено значительно меньше, чем в восточном; мелкие ксенолиты присутствуют вдоль обеих границ, и поведение их такое же, как и в Южно-Кальчикском массиве. Количество ксенолитов резко увеличивается, если направление контакта не совпадает с простиранием гнейсовидности вмещающих толщ; такие взаимоотношения уста-

навливаются по правому борту балки Чернечь и в ряде балок по правому борту р. Кальмиус в средней части интрузии.

В каменоломне около села Николаевки вскрыт контакт сиенитов и порфиробластовых гранитовых гнейсов, причем плоскость контакта проходит почти под прямым углом к гнейсовидности. Выше по течению в небольших балочках, впадающих в р. Кальмиус справа, наблюдался контакт сиенитов с гнейсами; плоскость контакта и простираение трахитоидности совпадают по направлению, но углы падения соответственно 80 и 40—65°. Контакт очень хорошо выражен в рельефе вследствие того, что сиениты значительно легче подвергаются выветриванию и разрушению, и отчетливо выделяется по бортам балочек. Вблизи контакта встречено много даек сиенитов в гнейсах.

По правому и левому берегам р. Кальмиуса, в 4—5 км выше устья балки Терноватая, встречены крупные блоки-отторженцы биотитовых гнейсовидных гранитов, вытянутые длинной осью в субмеридиональном направлении, но сохраняющие иную по отношению к обтекающей их трахитоидности сиенитов ориентировку гнейсовидности или шпиров темных минералов при отсутствии отчетливой гнейсовидности.

В большинстве случаев, однако, непосредственные контакты сиенитов с вмещающими породами не обнажаются и устанавливать их приходится либо по данным картировочного бурения, либо путем экстраполяции. В некоторых случаях контакт, скрытый чехлом четвертичных отложений, хорошо выражается в рельефе, а иногда может быть определен по высыпкам и дресе коренных пород.

Структуры оказывают большую помощь при уточнении границ сиенитового массива и позволяют выявить его внутреннее строение. Природа и характер первичных директивных структур в Кальмиусском интрузивном теле аналогичны описанным для Южно-Кальчикского массива.

Первичная полосчатость по всей площади массива имеет крутые, почти вертикальные углы падения и по направлению более или менее точно отражает неправильности и изменения простираения линии контакта. Эта особенность очень отчетливо выдерживается в северной и средней частях интрузии; даже когда непосредственные контакты сиенитов с вмещающими породами не видны, устанавливается, что общее направление трахитоидности совпадает с предполагаемой линией контакта, а гнейсовидность вмещающих пород совершенно иного простираения — явно срезана. В южной части в западном контакте указанная закономерность также выдерживается, но на востоке первичные слои течения имеют запад-северо-западное простираение и не обнаруживают тенденции к его изменению в соответствии с видимой границей коренных выходов сиенитов. По ряду балочек с левого борта р. Кальмиус отмечается, что вслед за последним обнажением сиенитов уже через 300—500 м не встречается иных пород, кроме мезо-кайнозойских осадочных отложений. Буровыми скважинами выявляется резкое погружение кристаллического фундамента по левому берегу р. Кальмиус (до глубины более 300 м) и подсекаются ряд зон катаклаза и милонитизации и тектонические брекчии с обломками сиенитов, гнейсов и других пород. Все это дает основания предполагать, что на востоке в южной части породы массива срезаны тектоническим нарушением.

Наблюдения над положением плоскости первичной полосчатости показывают, что в южной части массива преобладающим является северо-западное простираение и крутое северо-восточное падение с колебанием величины угла падения от 70 до 90°; в средней части вблизи западного контакта такой характер сохраняется, тогда как вдоль восточного ее края трахитоидность все чаще приобретает субмеридиональное или северо-восточное

простираение и крутое юго-западное падение, причем углы падения колеблются от 65 до 80°, иногда выходя до 50°. В северной части уже достаточно отчетливо видно, что крутое северо-восточное падение трахитоидности сохраняется на западе, в восточной же части падение ее северо-западное и заметно выходящее (углы падения 40—70°).

Изучение взаимоотношений трещинной тектоники с первичными директивными структурами позволило выделить три главных системы трещин, соответствующих поперечным, продольным и пластовым, причем наиболее развитыми являются поперечные трещины.

С целью выяснения природы ориентированных структур пород Кальмиусского массива было проведено микроструктурное исследование серии ориентированных образцов и шлифов. Пространственная ориентировка шлифов производилась относительно осей *a* — направление линейности, *b* — перпендикуляр к направлению линейности в плоскости трахитоидности, *c* — перпендикуляр к плоскости трахитоидности. Наблюдения над образцами разного состава и зернистости сиенитов показали вполне хорошую сходимость результатов при сравнении ориентирных диаграмм, составленных по различным минералам, но наиболее надежными являются, вероятно, диаграммы, составленные по пироксену и микроклину (рис. 5, *a*, *в*, *г*), так как первичная природа этих минералов вызывает меньше сомнений. Получаемый по этим минералам узор соответствует *S+R*-тектониту, что должно объясняться как результат ориентировки по форме — длинными осями параллельно линейности, т. е. по направлению движения внедрявшихся масс.

Интерпретация диаграмм по кварцу и биотиту не может быть однозначной, так как наличие *R*-тектонита (рис. 5, *д*) у кварца (для зерен которого часто нельзя сказать, первичны они или нет) может быть результатом более поздних дифференциальных напряжений, а биотит — минерал неясного генезиса и скорее всего наблюдаемый узор (рис. 5, *е*) является белтеропоровым (Елисеев, 1953).

Ф о р м а и т и п и н т р у з и и. Изучение внутренней структуры Кальмиусской интрузии и контактных взаимоотношений ее с вмещающими породами дает основания для отнесения ее к трещинным крутонаклонным плутонам второй величины. Интрузия имеет форму субмеридионально-удлиненного тела неправильных очертаний с соотношением длины к ширине в среднем 3 : 1, постепенно расширяясь в северной части. Юго-восточный контакт срезан тектоническим нарушением. Интрузия простая, слабо дифференцированная, с широким последующим наложением метасоматических проявлений. Встреченный вблизи юго-западного контакта небольшой изолированный выход пород, тождественных по составу разновидностям главного массива, является, очевидно, его ответвлением.

Кальмиусская интрузия приурочена к субмеридиональному нарушению, ограничивающему блок междуречья рек Кальчик и Кальмиус с востока. Форма интрузии с преобладанием крутого и вертикального падений трахитоидности вдоль западного контакта свидетельствует, по-видимому, о крутом восточном падении отмеченного нарушения. Выходящее падение трахитоидности вблизи восточного контакта в северной части интрузии и изменение его направления на северо-западное может рассматриваться как следствие расширения полости, возникшей при относительном перемещении крупных тектонических блоков рамы, которая была использована интрузией при внедрении. При позднейшей активизации тектонической деятельности нарушение, использованное интрузией, подновлено не было, но возникло новое. Этот разрыв прошел вдоль долины р. Кальмиус за пределами интрузии и срезал часть ее на юго-востоке.

Р а з н о в и д н о с т и п о р о д, слагающие Кальмиусское интрузивное тело, отличаются главным образом количественными соотноше-

ниями слагающих их минералов, главными особенностями структуры и текстуры. Некоторые из них совершенно тождественны аналогичным типам Южно-Кальчикского и Еланчикского массивов. Одним из отличий является значительно большая грубозернистость, обилие пегматоидных обособлений и пегматитовых участков и жил, особенно в северной части массива. Петрографическое описание пород приводится для всех интрузий одновременно, и здесь рассматриваются только особенности распределения их в пределах массива.

По всей площади интрузии намечается определенная закономерность в расположении разновидностей, отличающихся минеральным составом и по крупности зерна: в краевых частях распространены среднезернистые, отчетливо трахитоидные сиениты, преимущественно биотито-амфиболового и пироксено-амфиболового состава. Такая зона среднезернистых трахитоидных сиенитов прослеживается вдоль всех контактов, кроме юго-восточной части интрузии, что служит еще одним доводом в пользу существования нарушения, срезающего часть массива. С удалением от контактов возрастает крупность зерна и несколько затухивается ориентированность текстуры, из числа темноцветных минералов присутствуют не только амфибол и пироксен, но также и оливин. В расширенной северной части появляются гигантозернистые породы и пегматитовые обособления, шпирь и жилы, но здесь в составе темноцветных пироксен и оливин отсутствуют, а преобладают амфибол и биотит. Таким образом, в расположении разновидностей в пределах Кальмиусской интрузии обнаруживается несколько иная закономерность, чем в Южно-Кальчикском массиве. Кроме этого, все породы значительно богаче кварцем.

Сиениты Кальмиусского массива секутся многочисленными дайками, большая часть которых является более поздними образованиями, тогда как другие, очевидно, генетически связаны с формированием массива и вне его пределов не устанавливаются. К последним относятся дайки мелкозернистых сиенитов и сиенит-аплитов и щелочных гранитов, обладающие обычно небольшой мощностью и невыдержанным простираением и использующие в качестве путей внедрения первичные трещины отдельности.

Массивы р. Еланчика и Октябрьский

Положение массивов хорошо видно на рис. 1. Массив р. Еланчика разделяется перемычкой гнейсов и мигматитов на две части. Плохая обнаженность и осложнение тектоническими нарушениями очень затрудняет выявление деталей внутреннего строения интрузии, в общих чертах сходного с описанными выше плутонами. Специально останавливаться на результатах исследований этого массива нет необходимости.

Сиениты Октябрьского массива по минеральному и химическому составу, внешнему облику и положению в структуре являются несомненными аналогами Южно-Кальчикского. Они слагают внешнее кольцо сложного плутона щелочных пород (Октябрьский щелочной массив). По мнению И. Д. Царовского, этот массив щелочноземельных сиенитов должен рассматриваться как северное продолжение Южно-Кальчикского интрузива; действительно, обе интрузии приурочены к нарушениям одной системы, и в ряде случаев сиениты даже устанавливаются под мигматитами на участке между массивами (Гинзберг, 1916). Особенности строения данного массива в данной статье не освещаются.

Возраст сиенитов

Уточнение возрастного положения щелочноземельных сиенитов Приазовья имеет важное значение для выяснения их места в сложном протеро-

зойском интрузивном комплексе. Большую роль при этом играют данные определений абсолютного возраста, приведенные в табл. 1.

Таблица 1

Определения абсолютного возраста сиенитов Приазовья калиево-аргоновым методом ($\lambda_{\text{R}} = 4.72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{\text{K}} = 0.0557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$)

Порода	Место взятия образца	Минерал	Возраст (в млн лет)	Источник
Амфиболо-биотитовый гранито-сиенит.	Б. Кровавая, северная часть Кальмиусского массива.	Амфибол. Биотит.	1970 1945	ЛАГЕД АН СССР,* 1962.
Пироксеновый кварцсодержащий сиенит с оливином.	Северная часть Южно-Кальчицкого массива.	Пироксен.	1790	Там же.
Рапакивиобразный биотитовый гранит.	Б. Дубовка, северная часть Кальмиусского массива.	Биотит.	1950	Ю. Ир. Половинкина и др., 1959.
Рапакивиобразный градиодорит.	Район с. Кузнецово-Михайловка, массив р. Еланчика.	Биотит.	1940	Там же.
Амфиболо-биотитовый гранит.	Выход в районе с. Новая Янисоль.	Биотит.	1680	ЛАГЕД АН СССР,* 1962.

* Анализы выполнены под руководством Э. К. Герлинга.

До последнего времени возраст сиенитов определялся на основании геологических наблюдений, к которым затем добавились определения абсолютного возраста. Однако использование для этой цели валовых проб привело к существенному занижению реального возраста: 1100—1300 млн лет (Семененко и Царовский, 1959; Царовский и Кравченко, 1962). Как видно из данных табл. 1, сиениты должны быть отнесены к нижнему протерозою. Приведенные данные хорошо согласуются с результатами, полученными Л. В. Комлевым для этих же пород (личное сообщение), которые укладываются в интервал 1750—1950 млн лет. Таким образом, сиениты Приазовья являются наиболее ранними членами протерозойского интрузивного комплекса.

Особенности минерального и химического состава сиенитов

Породы описываемых интрузий имеют близкий минеральный состав, но количественные соотношения минералов варьируют в широких пределах, чем объясняется присутствие целого ряда разновидностей — от оливино-пироксеновых кварцсодержащих сиенитов до гранито-сиенитов. Преобладающее распространение имеют кварцевые и кварцсодержащие пироксеновые, пироксено-амфиболовые и амфиболовые сиениты. Широкое проявление процессов автометасоматоза и метасоматоза привело к существенному изменению первоначального облика и состава пород, и поэтому при петрографическом изучении приходится выделять разновидности, наиболее близко отвечающие первичным по минеральному составу и структуре, и возникшие позднее.

Свойства главных пороодообразующих минералов во всех породах довольно близки.

Существенно-калиевый полевой шпат представлен двумя разновидностями, из которых одна в большей мере отвечает кристаллизовавшемуся при образовании интрузии минералу, а вторая возникает в ходе метасоматической переработки и перекристаллизации. Калиевый полевой шпат первого типа образует зерна величиной от 1—2 до 3—5 мм, иногда 10 см, в приконтактных породах обладающие довольно правильными кристаллографическими очертаниями, а в породах центральных частей близкие к изометричным. Для него характерны сложное полисинтетическое двойникование, свойственное триклинным полевым шпатам и наличие пертитов. Устанавливаются крипто- и микропертиты, создающие легкую «морщинистость» зерен и возникающие, очевидно, в результате распада, и пертиты сегрегационные, перекристаллизации и замещения. Иногда образует антипертитовые вроски в кислом олигоклазе. По оптическим свойствам минерал отвечает натровому микроклину ($2V=80-76^\circ$; $Nm : [001]=18^\circ$), в некоторых единичных случаях — анортитовому ($2V=60-66^\circ$; $Nm : [001]=16^\circ$). Калиевый полевой шпат второй разновидности присутствует в мелких (0.02—0.5 мм) совершенно свежих зернах не обнаруживающих пертитового строения и полисинтетического двойникования; лишь изредка встречаются простые двойники по карлсбадскому закону. По оптическим свойствам принадлежит к чистому микроклину ($2V=82^\circ$; $Nm : [001]=18^\circ$; $Ng : \perp (010)=18^\circ$). Обычно он вместе с кварцем и лейстовым альбитом слагает тонкозернистые участки, гнезда и неправильные линзы или прожилки.

Плаггиоклаз является вторым по значению минералом, но в отличие от калиевого полевого шпата распределен в породах крайне неравномерно. Плаггиоклаз образует ксеноморфные, слабо удлинённые зерна с тонкой структурой полисинтетического двойникования. По составу колеблется от кислого андезина (№ 36—30) до альбит-олигоклаза (№ 6—9), причем, как это ни странно, в более богатых темноцветными породах плаггиоклаз кислее (альбит-олигоклаз, олигоклаз), чем в гранито-сиенитах (андезин).

Совершенно иным в генетическом отношении является плаггиоклаз пертитовых вросток и мirmekитов. Он содержит не более 3—6% анортитового компонента, совершенно прозрачен, спайность (010) выражена очень слабо. Близок к нему и лейстовый альбит, возникающий, очевидно, одновременно и рядом с микроклином второго типа.

Кварц присутствует в породах в переменном количестве и, очевидно, образовался не одновременно. Он образует средние, реже крупные зерна, соизмеримые с выделениями плаггиоклаза и калиевого полевого шпата, и выполняет промежутки между другими кристаллами, либо представлен вросками в плаггиоклазе, составляющем ткань мirmekитовых участков. В ряде случаев слагает гранобластические выделения разных размеров, иногда достигающие 10—20 мм в поперечнике, и развивается преимущественно в тектонизированных породах.

Оливин встречается обычно в небольшом количестве (до 2%), образуя мелкие, изометричные ксеноморфные зерна, нередко отчасти или даже полностью измененные в красновато-бурое слюдоподобное вещество. Минерал тесно ассоциируется с клинопироксеном, который резорбирует кристаллы оливина, окружая их в виде каймы; одновременно происходит выпадение рудного минерала. Оливин обладает чуть буроватой окраской, плеохроизм отсутствует; хорошо выражена пинакоидальная спайность (010) и (001). Двупреломление минерала $Ng-Np=0.045-0.050$ и величина — $2V=60-70^\circ$ свидетельствуют о принадлежности его к высокожелезистым оливинам группы гортонолита с содержанием фаялита не менее 60—65%. Оливин, как правило, встречается в породах с минимальным содержанием кварца или последний вообще отсутствует.

Ромбический пироксен распространен шире, чем оливин. Часто зерна представляют собой как бы остатки гранулированных, более крупных кристаллов и имеют одинаковую оптическую ориентировку. Обычно вместе с ромбическим присутствует замещающий его моноклинный пироксен, к которому могут присоединяться амфибол и биотит. Минералу присуща нежно-розовая окраска и слабый плеохроизм; по оптическим свойствам ($-2V=53-55^\circ$; $C:Ng=0^\circ-2^\circ$; $Ng-Np=0.014\pm 0.002$) он отвечает составу ферро-гиперстена с содержанием энстативного компонента 39—42%.

Моноклинный пироксен представлен геденбергитом; кристаллы его изометричны или слегка вытянуты в направлении [001] и образуют самостоятельные индивиды либо входят в симплектитовые сростания с ромбическим пироксеном и оливином. Часто замещается обыкновенной роговой обманкой с выделением тонкодисперсного рудного минерала. Особенностью его является полисинтетическое двойникование и диааллаговая отдельность по (100).

Обыкновенная роговая обманка — самый распространенный темноцветный минерал, чаще всего встречающийся в виде самостоятельных зерен, хотя в любом случае очевидна его параморфическая природа. Очень часто образование роговой обманки за счет пироксена наблюдается непосредственно, и, вероятно, таким образом замещено около 85% пироксена исходных пород. Изменение роговой обманки связано с наложением процессов метасоматоза и выражается в превращении ее в отдельных участках в субщелочные или щелочные амфиболы.

Биотит играет своеобразную роль; в одних случаях он выступает как главный фемический минерал, образуя довольно крупные выделения, возникшие путем замещения амфибола и образующие с ним тесные сростания, в других — присутствует в мелких, неправильных, пластинчатых зернах, врастающих в мелкозернистую основную массу или развивающихся по трещинкам и спайности полевого шпата, в зернах и вокруг кристаллов амфибола. Обычно встречается в ассоциации с рудным минералом.

Акцессорные минералы распределены в породах неравномерно; постоянно присутствующими являются апатит, циркон и рудные (титано-магнетит, магнетит, гематит), образующие то хорошо ограненные кристаллы, то ксеноморфные зерна. Чаще всего акцессорные минералы сопутствуют темноцветным и образуют включения или прорастания в них или соседних с ними зернах полевого шпата. Акцессорные минералы, особенно рудный, в местах значительного скопления являются метасоматическими (или переотложенными). Только метасоматическое происхождение имеет ортит, встреченный в значительном количестве на отдельных участках.

Выделение отдельных разновидностей возможно на основе количественно-минералогических подсчетов, результаты которых приведены в табл. 2. Как видно из таблицы, минеральный состав сиенитов меняется. Это объясняется различной ролью плагиоклазов, которых значительно меньше в оливинсодержащих и пироксеновых сиенитах, и кварца; одновременно с увеличением количества роговой обманки и появлением биотита содержание кварца и плагиоклаза растет, причем возрастает и основность плагиоклаза. Наибольшим распространением пользуются пироксеновые и пироксено-амфиболовые разновидности сиенитов, как это хорошо видно на рис. 4.

Химический состав пород описываемых интрузий довольно постоянен. Различные типы сиенитов (табл. 3) при пересчете и нанесении на диаграмму Заварицкого (рис. 6) обнаруживают закономерное распределение. Общей чертой сиенитовых пород является высокое содержание щелочей

Количественный минеральный состав пород интрузий

Минерал	Кальмиусский массив							Южно-Кальчикский массив						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Калиевый полево-шпат (микроклин) . . .	82.8	80.0	76.1	75.0	73.0	72.3	72.0	80.6	78.2	59.0	55.5	67.2	63.8	68.0
Олигоклаз . . .	5.3	6.0	8.1	4.0	6.1	6.3	7.0	5.0	7.7	11.5	20.9	15.0	13.7	14.2
Кварц	5.2	4.8	8.2	10.0	15.1	16.1	15.0	5.3	2.7	1.2	9.6	13.7	15.0	14.0
Оливин	0.6	0.1	—	—	—	—	—	0.5	—	—	—	—	—	—
Гиперстен	2.0	1.0	4.0	0.7	Мало	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Геденбергит . . .	2.3	2.8	3.2	1.7	1.8	Мало	—	7.2	9.9	13.7	1.1	0.5	—	—
Роговая обманка	1.6	5.0	1.2	8.3	3.8	5.0	1.5	0.6	—	8.6	9.2	3.0	7.4	0.8
Биотит	—	—	—	—	—	—	4.3	—	—	—	—	—	—	2.4
Апатит	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	—	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	—	—
Циркон	0.1	—	0.1	—	0.1	0.3	0.1	0.1	—	0.1	0.1	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.6	1.1	5.8	3.5	—	0.1	—
Ортит	—	—	—	—	—	—	—	—	0.7	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — оливино-пироксеновый кварцсодержащий сиенит; 2 — пироксено-амфиболовый кварцсодержащий сиенит; 3 — пироксеновый кварцевый сиенит; 4 — пироксено-амфиболовый кварцевый сиенит; 5 — пироксено-амфиболовый гранито-сиенит; 6 — амфиболовый гранито-сиенит; 7 — амфиболо-биотитовый гранито-сиенит; 8 — оливино-пироксеновый сиенит; 9 — пироксеновый кварцсодержащий сиенит; 10 — пироксено-амфиболовый кварцсодержащий сиенит; 11 — пироксено-амфиболовый кварцевый сиенит; 12 — пироксено-амфиболовый гранито-сиенит; 13 — амфиболовый гранито-сиенит; 14 — амфиболо-биотитовый гранито-сиенит.

Таблица 3

Химический состав сиенитов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ . . .	54.15	57.36	54.96	61.98	61.16	63.75	58.54	61.78	64.56	65.86	68.10	70.94
TiO ₂ . . .	1.58	0.91	1.15	0.73	1.05	1.10	0.68	0.57	0.44	1.21	0.72	0.48
Al ₂ O ₃ . . .	10.88	14.81	16.97	14.22	16.05	15.31	19.25	17.07	16.28	10.82	13.18	12.50
Fe ₂ O ₃ . . .	12.60	2.67	7.61	2.71	3.10	3.17	1.28	2.29	1.33	4.41	3.08	3.39
FeO	4.58	8.78	2.96	3.91	4.60	1.47	5.02	3.45	4.32	5.73	3.17	1.29
MgO	1.93	0.76	1.20	0.63	1.26	1.06	0.58	0.70	0.74	1.08	0.77	0.86
MnO	0.18	0.12	0.19	0.14	Нет	0.13	0.12	0.02	0.01	0.15	0.02	Нет
CaO	5.34	4.02	5.29	3.43	3.58	2.99	3.82	2.50	2.34	3.25	2.50	1.06
Na ₂ O	3.48	4.72	4.91	3.43	3.70	2.97	4.43	4.82	4.30	2.03	1.82	3.26
K ₂ O	2.23	6.02	2.19	3.99	5.16	6.16	5.64	6.40	5.70	4.86	6.44	5.72
P ₂ O ₅	1.82	—	0.98	0.39	—	0.39	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0.07	—	0.31	0.18	—	Следы	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0.44	0.02	0.33	0.83	0.15	0.30	—	0.22	0.02	—	0.06	0.09
П. п. п. . . .	0.62	0.06	0.68	0.79	0.10	1.02	0.91	0.40	0.20	—	0.34	0.37
Сумма . . .	99.98	100.24	99.40	99.53	99.91	99.54	100.27	100.22	100.24	99.40	100.20	99.96

Примечание. 1 — кварцсодержащий пироксено-амфиболовый сиенит (Г. Л. Кравченко, 1962 г.); 2 — амфиболовый сиенит из дайки; 3 — оливино-пироксеновый сиенит (Г. Л. Кравченко, 1962 г.); 4 — кварцевый амфиболо-пироксеновый сиенит (Г. Л. Кравченко, 1962 г.); 5 — кварцсодержащий амфиболовый сиенит; 6 — кварцевый пироксено-амфиболовый сиенит (Г. Л. Кравченко, 1962 г.); 7 — кварцсодержащий пироксеновый сиенит (габбро-сиенит, Луцицкий и Лебедев, 1934); 8 — пироксеновый сиенит; 9 — кварцсодержащий амфиболовый сиенит; 10 — амфиболовый гранито-сиенит (амфиболовый гранит, Луцицкий и Лебедев, 1934); 11 — амфиболовый гранито-сиенит; 12 — лейкократовый амфиболовый гранито-сиенит.

Анализы 2, 5, 8, 9, 11 и 12 выполнены в ЛАГЕД АН СССР аналитиком З. К. Зульфнкаровой.

с преобладанием Na над K, значительное количество Al и небольшое участие Ca и Mg в составе темноцветных минералов.

Первоначальный состав пород в значительной мере изменен при автометаморфических процессах и явлениях наложенного метасоматоза, между которыми в ряде случаев трудно провести различие. К их числу относятся образование пертитов и альбитизация, окварцевание, развитие гастингсита и ряд других явлений, которые проявились не по всей площади массива, а локально, по зонам и отдельным участкам. Как конечный результат таких явлений возникают зоны щелочных метасоматитов (так

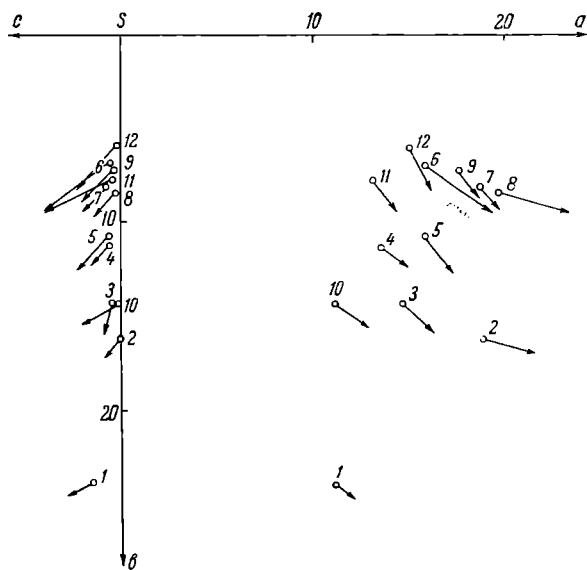


Рис. 6. Векторная диаграмма химических составов сиенитов по методу А. Н. Заварицкого. Номера анализов соответствуют таковым в табл. 2.

называемые «зоны ощелачивания»), участки сиенит-пегматитов и анортозитоподобных пород. Поскольку наблюдаемые в настоящее время сиениты в результате отмеченных процессов приобрели отличный от первоначального облик и состав, ряд особенностей нуждается в объяснении, так как не отвечает предположению о чисто магматическом способе образования интрузий. Это относится даже к наименее измененным породам, т. е. наиболее близким тем, которые кристаллизовались из магмы. Массивы сиенитов несомненно являются интрузивными телами; об этом свидетельствуют их внутреннее строение, взаимоотношения с вмещающими

породами и общее положение в структуре Приазовья. В то же время наличие в сиенитах ассоциации оливин—ромбический пироксен—кварц одновременно с разделением полевых шпатов на калиевую и натровую фазы противоречиво. Дело в том, что, согласно последним экспериментальным данным, подтвержденным на конкретном геологическом материале (Tuttle a. Bowen, 1958), при образовании гранитной или родственной ей магмы большую роль играют летучие (прежде всего H_2O), влияющие не только на температурные условия плавления. В зависимости от содержания летучих в системе возникает определенный комплекс темноцветных минералов и определенная ассоциация полевых шпатов. Если количество летучих значительно, то темноцветные будут представлены амфиболом и биотитом, а в полевых шпатах произойдет полное разделение калиевой и натровой фаз в самостоятельные кристаллозернистые выделения. При малом содержании летучих темноцветные минералы представлены пироксенами, а полевые шпаты гомогенизированы. Отсюда следует, что если считать оливин-пироксеновую ассоциацию типичной для исходного состава сиенитов, то интрузивный расплав должен был быть беден летучими (сухим).

По особенностям группы полевых шпатов сиениты рассматриваемых интрузий в зависимости от соотношения в них альбитовой и ортоклазовой (микроклиновой) фаз по предлагаемой Боуэном и Таттлом классификации попадают в группу II—С (subsolvus syenites), для которых содержание плагиоклаза относительно содержания калиевого полевого шпата соста-

вляет менее 15%. Экспериментальные данные (Tuttle a. Bowen, 1958; Марфунин, 1960), говорят, что полевые шпаты группы II—С Боуэна и Таттла не могли кристаллизоваться из силикатного расплава, хотя это еще и не доказывает метасоматической природы содержащих их пород, так как распад полевых шпатов мог произойти в процессе охлаждения или наложенного метаморфизма. Появление структур распада и пертитов различного типа в описываемых сиенитах могло быть вызвано наложенным воздействием летучих на сухую систему, сопровождавшимся общим процессом перекристаллизации (Tuttle a. Bowen, 1958). В процессе перекристаллизации изменились в существенной мере первичные темноцветные минералы и породы приобрели облик, сохранившийся до настоящего времени.

Таким образом, возникновение интрузий сиенитов Приазовья было обусловлено появлением кулисообразных тектонических нарушений, по которым произошло перемещение бедного летучими («сухого») расплава сиенитового состава. Появление различающихся по минеральному и химическому составу разновидностей (от гранито-сиенита до оливино-пироксенового кварцсодержащего сиенита) было вызвано, по-видимому, лишь в малой степени процессом дифференциации, а главным образом — последующими аутометасоматическими преобразованиями и явлениями перекристаллизации. Возможно, что некоторое изменение состава пород от интрузии к интрузии объясняется, кроме всех прочих причин, еще и разной глубиной эрозионного среза, обнаженного в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Г и н з б е р г А. С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы. Изв. СПб. политехн. инст., т. 25, вып. 1—2, 1916.
- Е л и с е е в Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Е л и с е е в Н. А. и Э. Е. Ф е д о р о в. Ловозерский плутон и его месторождения. Изд. АН СССР, 1953.
- Л у ч и ц к и й В. И. и П. И. Л е б е д е в. Петрография Украины. Изд. АН СССР, 1934.
- П о л о в и н к и н а Ю. Ир., Н. И. П о л е в а я, Г. А. М у р и н а. Определение абсолютного возраста пород Приазовья аргоновым методом. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11, 1959.
- Р у д е н к о С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. Зап. Всесоюзн.-минерал. общ., ч. 83, № 1, 1954.
- С е м е н е н к о Н. П., И. Д. Ц а р о в с к и й. Сопоставление геолого-структурных данных с результатами определения абсолютного возраста щелочных пород Приазовья. Геол. журн. АН УССР, т. XIX, вып. 6, 1959.
- Ц а р о в с к и й И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Ц а р о в с к и й И. Д., Г. Л. К р а в ч е н к о. Строение Южно-Кальчикского сиенитового массива (Восточное Приазовье). ДАН УССР, № 2, 1962.
- T u t t l e O. F. a. N. L. B o w e n. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Am., memoir 74, 1958.

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ И ПРИАЗОВЬЯ

Различие гетерогенности фойяитов по составу главных и второстепенных минеральных фаз может быть обосновано должным образом будущими специалистами петрологическими исследованиями.

А. А. ПОЛКАНОВ (1944).

В восточной части Украинского кристаллического щита в последнее время четко установлены породы, образующие два естественных ряда: 1) гранитоидно-сиенито-фойяитовый и 2) шонкинито-малиньито-ювито-тингуаитовый. Нефелиновые породы, входящие в состав обоих рядов,

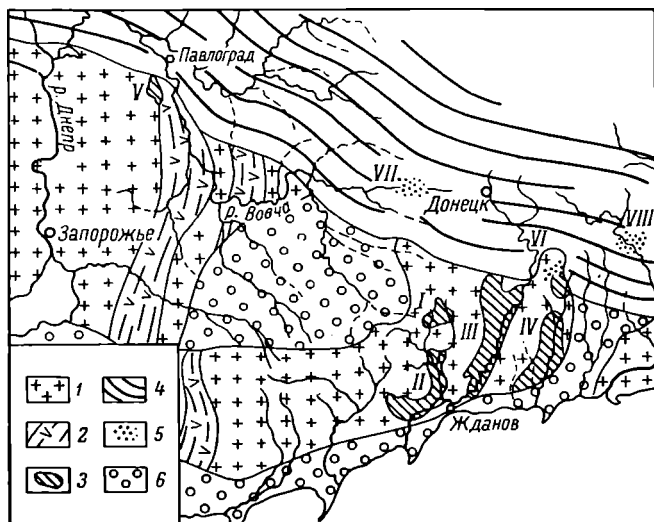


Рис. 1. Схема расположения массивов щелочных пород юго-восточной части Украинского кристаллического щита.

1 — докембрийский фундамент; *2* — железорудная формация; *3* — изверженные породы протерозоя; *4* — осадочный палеозой; *5* — щелочные породы палеозоя; *6* — осадочный мезокайнозой. Протерозойские массивы: *I* — Октябрьский гранито-сиенито-фойяитовый, *II* — Южно-Кальчикский кварцево-сиенитовый, *III* — Кальмусский гранито-сиенитовый, *IV* — Еланчикский гранито-сиенитовый, *V* — Мало-Терсянский сиенито-фойяитовый. Палеозойские массивы: *VI* — Покрово-Киреевский ювит-малиньитовый, *VII* — малые интрузии шонкинитов южной окраины Донбасса, *VIII* — Крыпковская группа даек (мончиниты и камптониты).

являются существенно полевошатовыми; ийолит-уртиты в этом районе не встречены.

Гетерогенность нефелиновых сиенитов и их связь с синтетктической габбро-гранитовой, либо базальтовой магмой, доказанная А. А. Полкановым для Балтийского щита (1944), находит подтверждение и на Украине. Соответствующие ряды пород известны в Восточном Приазовье (Октябрьский массив) и в краевой юго-восточной части щита в пределах грабена Еланчика, на границе Приазовской кристаллической полосы с Донбассом (рис. 1).

С открытием нефелиновых сиенитов в Среднем Приднепровье (Царовский и Тимошенко, 1962) возникла задача определить петрогенетический тип вновь найденных щелочных пород; эта проблема затрудняется тем, что в новом Мало-Терсянском массиве отсутствуют другие члены естественного ряда пород, например гранитоиды.

Размещение щелочных пород в юго-восточной части Украинского щита

По геологическим и радиологическим данным выделяются два разновозрастных комплекса щелочных пород: протерозойский и верхнепалеозойский. Область распространения щелочных пород древнего комплекса ограничивается приподнятой частью кристаллического фундамента (Октябрьский и Мало-Терсянский массивы). Область же распространения более юных щелочных пород значительно шире и распространяется на осадочный палеозой: девон—карбон (р. Крынка и верховья р. Волчьей).

Породы гранитоидно-сиенито-фойяитового ряда принадлежат к протерозойскому комплексу и не участвуют в древней складчатости докембрийского фундамента. Последовательность образования пород данного ряда следующая: кварцсодержащие сиениты-гранитоиды и сиениты-фойяиты. В массивах эти породы представлены либо раздельно, как в сиенито-гранитоидном Южно-Кальчикском и сиенито-фойяитовом Мало-Терсянском массивах, либо весь ряд пород встречается в одном сложном Октябрьском массиве.

Для пород—членов палеозойского комплекса—более типична пространственная разобщенность. Так, шонкиниты самостоятельно залегают среди осадочных отложений карбона в южной части Донецкого бассейна, малиниты в сопровождении псевдолейцитовых порфиров составляют Покрово-Киреевский массив у восточного крыла грабена Еланчика, а кварцевые тингуаиты слагают серию даек за пределами этого массива.

Сравнительная характеристика естественных рядов. Эти ряды выделены на основании эмпирических наблюдений и последовательность образования пород геологически обоснована (см. таблицу).

Для гранитоидно-сиенито-фойяитового ряда устанавливается ведущая четкая сиенитовая линия с возрастающим значением щелочей.

Поздний этап формирования пород гранитоидно-сиенито-фойяитового ряда характеризуется ослаблением роли Si и поэтому вторая половина этого ряда представлена бескварцевыми членами с преимущественно амфиболо-нефелино-микроклиновой ассоциацией минералов. С фойяитами связаны сиениты с малым содержанием нефелина или без него, которые, по-видимому, образовались в результате некоторого обогащения фойяитов кварцем: частично — еще на глубине, до начала их кристаллизации, и частично — путем десиликации вмещающих пород в горизонте настоящего залегания фойяитов (магматическое замещение). Появление таких сиенитов в Октябрьском массиве тесно связано с явлениями фенитизации вмещающих пород. В Мало-Терсянском массиве амфиболовые сиениты, ассоциированные с фойяитами, возможно, образовались преимущественно первым путем.

Шонкинито-малиньито-ювито-тингуаитовый ряд пород включает пироксеновые шонкиниты, пироксеновые пойкилитовые малиньит-ювиты, ювиты (близкие по составу фойяитам) и пироксеновые псевдолейцитовые тингуаит-порфиры. Завершают формирование палеозойского ряда щелочных пород эгириновые кварцевые порфиры (грорудиты). Формирование такого ряда существенно отличается от порядка образования пород протерозойского возраста, в котором нефелиновые сиениты следовали за появлением кварцсодержащих пород. Порядок образования, при котором

Сравнительная таблица естественных рядов, включающих нефелиновые породы
(восточная часть Украинского щита)

Естественные ряды	Возраст и геологическое положение	Местонахождение	Типы пород	Сиалические минералы	Фемические минералы
1. Гранитоидно-сиенито-фойлитовый.	Протерозой (1300—1600 млн лет). Выполняют разломы, образовавшиеся после саксоганской складчатости.	Приазовье и Среднее Приднепровье.	<ol style="list-style-type: none"> 1. Кварцосодержащие диаллаговые сиениты (частично с оливином). 2. Бiotито-роговообманковые гранитоиды. 3. Амфиболовые и биотито-амфиболовые сиениты. 4. Амфиболовые (с биотитом) фойлиты. 5. Амфиболовые микрофойлиты (фойлит-порфиры). Производные нефелиновых сиенитов: сиенит-фениты, мариуполиты и микроклинонефелиновые пегматиты с эгирином.	Микроклин-пертит ($N_g = 1.520-1.522$, $N_p = 1.515-1.518$, $N_g : (010)$ до 20° ; $2V = 74-84^\circ$). Нефелин ($N_g = 1.533$; $N_p = 1.528$).	Амфибол (преимущественно Na -разновидность, гастингсита, $N_g = 1.718-1.722$, $N_p = 1.701-1.710$, $N_m : \perp [001] = 15-27^\circ$).
2. Шонкинитомалинит-ювит-тангуайтовый.	Палеозой (380 млн лет). Выполняют разломы, образовавшиеся после каменноугольного века (шонкиниты секут осадочные отложения карбона).	Грабен Еланчика и южная окраина Донецкого бассейна.	<ol style="list-style-type: none"> 1. Шонкиниты пироксеновые. 2. Пироксеновые ювит-малиниты и ювиты (близкие фойлитам). 3. Псевдолейцитовые тингуайт-порфиры (эгириновые). 4. Эгириновые кварцевые порфиры (грорудиты). 	Триклинный ортоклаз ($N_g = 1.528-1.531$; $N_p = 1.522-1.525$; $N_g : \perp (010) = 5-7^\circ$; $2V = 38-58^\circ$). Нефелин* ($N_g = 1.546-1.547$; $N_p = 1.540-1.543$).	Пироксен с разным содержанием эгиринового компонента.

появление щелочных пород гранитного типа следует за нефелиновыми сиенитами, известен в Сибири, где четко выдерживается гранитная линия с завершающим (после фойяитов) образованием гранитов в ряду пород гранитоидно-щелочной формации (Шейнман, Апельцин и Нечаева, 1961).

О петрогенетической общности фойяитов Приазовья и Приднепровья. Новый Мало-Терсянский массив по геологическому положению сходен с Покрово-Киреевским массивом; оба они приурочены к северовосточной границе Украинского щита и осадочных отложений Донбасса, что, казалось бы, говорит об одновозрастном их образовании. Однако в Мало-Терсянском массиве фойяиты встречены вместе с сиенитами, как и в протерозойском Октябрьском массиве. Кроме этого, абсолютный возраст фойяитов среднего Приднепровья, определенный аргоновым методом по валовой пробе (обр. Т-0/17, лаборатория ИГН АН УССР), составляет 1600 млн лет, что также указывает на близость их с нефелиновыми сиенитами Октябрьского массива (Царовский, 1956).

На диаграмме нефелин—полевой шпат—цветной минерал нефелиновые сиениты Приднепровья и Октябрьского массива (рис. 2) попадают в поле фойяитов. Ювиты Покрово-Киреевского массива на этой диаграмме совместно с малиньитами занимают иное положение (поле малиньитов-ювитов). Генетическое сходство пород Мало-Терсянского и Октябрьского массивов подтверждается и общими типоморфными свойствами породообразующих минералов (таблица).

Салитические минералы нефелиновых пород обоих возрастных комплексов представлены нефелином и калиевым полевым шпатом. В фойяитах Приднепровья и Приазовья присутствует микроклин-пертит с характерным полисинтетическим двойникованием; он обладает высоким углом $2V=74-80^\circ$, максимальным углом $Ng \perp [010]$ и светопреломлением, что свидетельствует о совершенной триклинности минерала. Лишь на завершающей стадии в связи с появлением мариуполитов микроклин-пертит вытесняется альбитом.

Для шонкинитов, малиньит-ювитов, псевдолейцитового тингуаит-порфира и эгиринового кварцевого порфира характерен гомогенный калинагровый полевой шпат, отличающийся низким содержанием альбитового компонента (13%) и весьма малым содержанием $CaO - 0.56\%$; отмечается присутствие $BaO \approx 0.36\%$.

На порошокрамме полевого шпата Покрово-Киреевского массива обнаруживается только одна линия — размытая (131), что указывает на промежуточное структурное состояние минерала (Марфуни, 1962). Величина $2V$ колеблется в пределах $38-58^\circ$, угол $Ng \perp (010)$ составляет не более $5-7^\circ$; светопреломление выше, чем у микроклин-пертита (таблица).

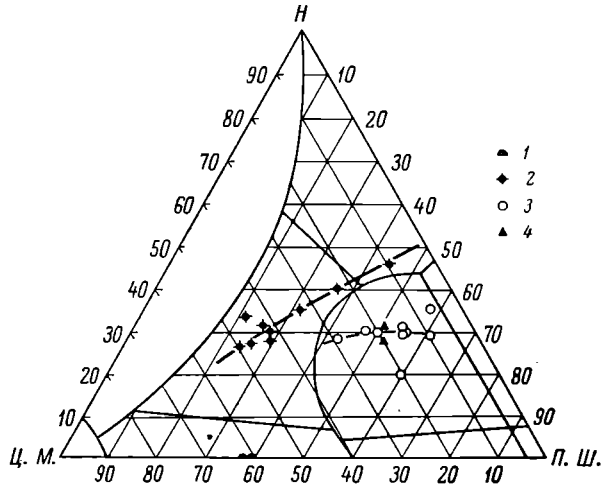


Рис. 2. Минеральный количественный состав нефелинодержащих пород (вс. %) юго-восточной части Украинского кристаллического щита.

1 — шонкиниты; 2 — малиньиты и ювиты; 3 — фойяиты Приазовья; 4 — фойяиты Приднепровья.

Автором установлены различия в составе и оптических свойствах нефелинов из пород разного возраста. Нефелины из фойяитов Приднепровья и Приазовья имеют совершенно одинаковые показатели преломления: $N_g=1.533$, $N_p=1.528$. Светопреломление нефелина из сиенитов Покрово-Киреевского массива заметно выше ($N_g=1.546-1.547$; $N_p=1.540-1.543$), что сближает его с богатыми калиофиллитом нефелинами из нефелинитов и феолитов Африки (Боуэн и Эллестэд, 1936). Изменение оптических свойств нефелинов, отрицавшееся И. А. Морозовичем (1929) для Приазовья, позволяет использовать этот минерал для корреляции нефелиновых пород.

Из числа фемических минералов типоморфным для нефелиновых сиенитов Приазовья и Приднепровья является гастингсит — глиноземистый высокожелезистый тип амфибола. Гастингсит нефелиновых сиенитов по химическому составу в сравнении с гастингситом гранитоидных пород отличается небольшим дополнительным повышением железистости и возросшим содержанием натрия. Для этого амфибола $\frac{Na+K}{Al}$ остается не выше единицы, что не позволяет относить данную разновидность к щелочным амфиболам. Изменения в оптических свойствах гастингсита выражены лишь в несколько иной ориентировке индикатрисы ($N_p=b$), в усилении дисперсии оптических осей и в появлении низкого аномального двупреломления. Однако высокое светопреломление, обусловленное высокой железистостью амфибола ($N_g=1.718-1.722$), сохраняет свою устойчивость в фойяитах и микрофойяитах. Между железистостью, значением N_g амфибола и общей железистостью породы устанавливается прямая связь, этот признак является общим для нефелиновых сиенитов Приазовья и Приднепровья. Типоморфным минералом нефелиновых пород палеозойского возраста является моноклинный пироксен с различным содержанием эгиринового компонента (таблица). Сходство нефелиновых сиенитов Приднепровья и Приазовья, выявленное на основании сравнительных данных о качественном и количественном составе и тождестве свойств породообразующих минералов, подкрепляется результатами определения абсолютного возраста этих пород. Они принадлежат к протерозойскому комплексу и являются членами гранитоидно-сиенито-фойяитового ряда, в отличие от палеозойских нефелиновых пород шонкинито-малиньитов-ювито-тингуаитового ряда. Открытие фойяитов в Среднем Приднепровье подтверждает наличие двух разновозрастных комплексов нефелиновых пород и расширяет наши знания о распространении таких пород в пределах Украинского щита.

ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Н. Л. и Р. Б. Эллестэд. Изменчивость нефелина. Изд. ЦНИГРИ (сер. «Переводы по геологии и полезным ископаемым»), 1937.
- Еллицев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород. Зап. Всесоюз. минерал. общ., ч. 86, вып. 5, 1957.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. Инст. геол. рудн. месторожд., петрогр., минер. и геохимии АН СССР, вып. 78, М., 1962.
- Полканов А. А. К вопросу о гетерогенности фойяитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Царовский И. Д. Некоторые вопросы стратиграфии докембрия и применение акцессорного циркона для корреляции изверженных пород УССР. Геол. журн. АН УССР, т. XVI, вып. 4, 1956.
- Царовский И. Д. и О. Д. Тимошенко. Новый Мало-Терсянский сиенито-фойяитовый массив. Геол. журн. АН УССР, вып. 6, 1962.
- Шейнман Ю. М., Ф. Р. Апельцин и Е. А. Нечасва. Щелочные шпатузы, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторожд. редких элементов, вып. 12—13, М., 1961.
- Морозiewicz J. A. Mariupolit i jego krewniaki. Praci Polsk. Geol., t. II, Warszawa, 1929.

ГРАНИТЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ПРИАЗОВЬЯ

Среди разнообразных пород Восточного Приазовья известны граниты, слагающие два небольших интрузивных тела, отличающихся от остальных своим составом, строением и тектоническим положением — это массивы Каменные Могилы и Екатериновский. Время образования этих гранитов до последнего времени оставалось спорным, и большинство геологов относило их предположительно к палеозою или мезозою.

Проведенное за последнее время изучение интрузивных пород Приазовья, сравнение их между собой и определение абсолютного возраста позволяют считать твердо установленным докембрийский возраст указанных массивов. Поэтому граниты массивов Каменные Могилы и Екатериновского должны рассматриваться в составе протерозойского интрузивного комплекса.

Геологическое положение интрузий и их возраст

Массив Каменные Могилы располагается в верховьях р. Каратыш, в 50 км к северо-северо-западу от ст. Мариуполь, а Екатериновский находится в 25 км к северо-востоку от Каменных Могили, в верховьях р. Кальчик, возле с. Екатериновки (рис. 1). Обе интрузии прорывают толщу архейских гнейсов и мигматитов; сформировались они в платформенных условиях. Каменные Могилы приурочены к пересечению субмеридионального разлома, проходящего восточнее ст. Розовки, и зоны нарушений, фиксируемой дайковым поясом северо-западного простирания. Интрузия имеет форму штока, в плане она вытянута в северо-западном направлении и обнажается на площади около 7.5 км². В южной части массив достаточно хорошо обнажен, он образует две гряды, пересекаемые притоком р. Каратыша; северо-западная часть его скрыта под чехлом третичных и четвертичных отложений. Контуры массива в этой части определены путем картировочного бурения.

Екатериновский массив располагается на пересечении трех крупных тектонических элементов: 1) субмеридиональной Мануильской тектонической зоны; 2) субширотного регионального разлома; 3) насыщенной дайками зоны нарушений северо-западного простирания. Это пересечение явилось тем структурно ослабленным участком, где произошло внедрение гранитов с образованием тела типа штока, слегка вытянутого в северо-западном направлении. Большая часть массива скрыта под наносами, и границы его устанавливаются по данным бурения. Хорошо обнажена лишь южная часть, где известна серия обнажений по р. Кальчику.

Главным основанием для отнесения описываемых интрузий к палеозою—мезозою является пересечение гранитами даек «кварцевых порфиров» в юго-восточной части массива Каменные Могилы, где установлены секущие контакты гранитов с дайкой, апофизы гранита по трещинам в дайке и ксенолиты дайковых пород в граните. Эти дайки по возрасту относили к мезозою, сравнивая их с якобы сходными дайками кварцевых порфиров Донбасса (Гладкий, 1958), которые секут осадочные отложения карбона и имеют возраст 230 млн лет, определенный К—Аг-методом. Кроме того, приводился ряд геологических соображений, но они носили явно искусственный характер.

Однако большинство наблюдений свидетельствует о древнем возрасте гранитов. Граниты нигде не интродуцируют молодые осадочные отложения, не образуют с ними активных контактов. Помимо этого, доказательством древнего возраста интрузий является их связь с докембрийскими структурами: бугскими (северо-западными), саксаганскими (меридиональными)

и волынскими (широтными) (М. К. Пильтенко, М. К. Глебова, 1959 г.). Совпадение ориентировки трещин в гранитах с ориентировкой трещин во вмещающих породах говорит о том, что образование тектонических зон, использованных интрузиями, не было полностью закончено к моменту внедрения гранитов.

Породы даек, которые секутся гранитами Каменных Могил, имеют только внешнее сходство с мезозойскими кварцевыми порфирами Донбасса. В действительности «кварцевые порфиры» названных даек представляют собой темно-серые мелкозернистые породы с порфиroidной структурой; порфиroidные вкрапленники образованы кварцем, гораздо реже плагиоклазом, а основная масса состоит из кварца (30%), биотита и амфибола

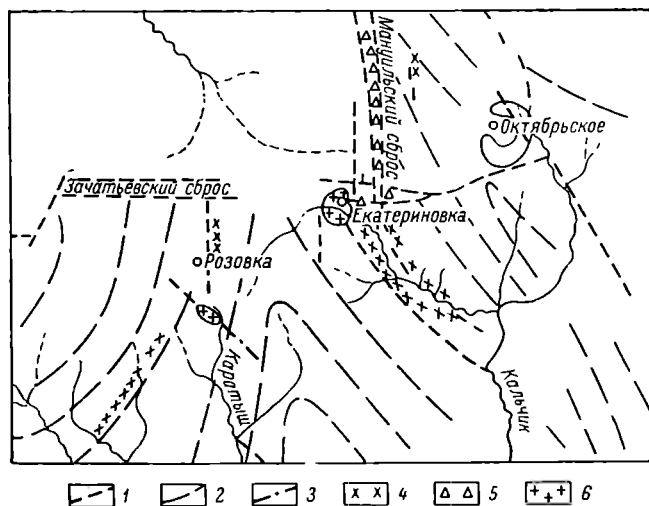


Рис. 1. Тектоническая схема района. Составил С. Т. Борисенко, 1960.

1 — разломы; 2 — общее направление простирания пород; 3 — дайковый пояс; 4 — зоны милонитизации; 5 — зоны окварцевания; 6 — граниты.

(34%), плагиоклаза и калиевого полевого шпата (36%). Химический состав дайковой породы: SiO_2 — 66.34%, TiO_2 — 1.25%, Al_2O_3 — 12.30%, Fe_2O_3 — 4.25%, FeO — 3.55%, MgO — 0.18%, CaO — 2.18%, Na_2O — 3.02%, K_2O — 5.10%, H_2O — 0.12%, П. п. п. — 2.14%, $\Sigma=100.43\%$ (аналитик М. Э. Ермолаева).

Высокое содержание темноцветных, отсутствие калиевого полевого шпата во вкрапленниках и химический состав не позволяют отнести эту породу к кварцевому порфиру. По составу она ближе всего к керсапиту, хотя несколько отличается меньшим количеством глинозема и увеличенным содержанием кремнезема. Для очень сходной по составу и структуре породы А. Н. Заварицкий предложил название ашаффит (Заварицкий, 1955).

Подобные дайки встречаются вблизи западного контакта Южно-Кальчикского массива сиенитов, где они имеют также северо-западное простирание и срезаются сиенитами. Возраст этой дайки определен по валовой пробе К—Аг-методом и составляет 1440 млн лет (Царовский, Кравченко, 1962).

Для однозначного решения вопроса о возрасте «кварцевых порфиров» из района интрузии Каменные Могилы был определен их возраст, оказав-

шийся равным 1380 млн лет.¹ Цифры абсолютного возраста гранитов массивов Каменные Могилы и Екатериновский колеблются от 2050 млн лет до 1520 млн лет, если определение велось по биотиту, и 700—1000 млн лет — по калиевому полевоому шпату.

Различие цифр абсолютного возраста гранитов массивов Екатериновский и Каменные Могилы объясняется тем, что определения велись в различные годы, по различным минералам и различными методами. Меньшие значения, полученные по микроклину, обусловлены, вероятно, значительной степенью его изменения — альбитизацией и пелитизацией.

Определение биотитов из гранитов массивов Каменные Могилы и Екатериновский, выполненные в Лаборатории геологии докембрия АН СССР, подтвердили их древний возраст (1820—1890 млн лет).

Внутреннее строение интрузий

Описываемые интрузии сложены розовыми порфиroidными гранитами, которые не обнаруживают отчетливо проявленных директивных текстур

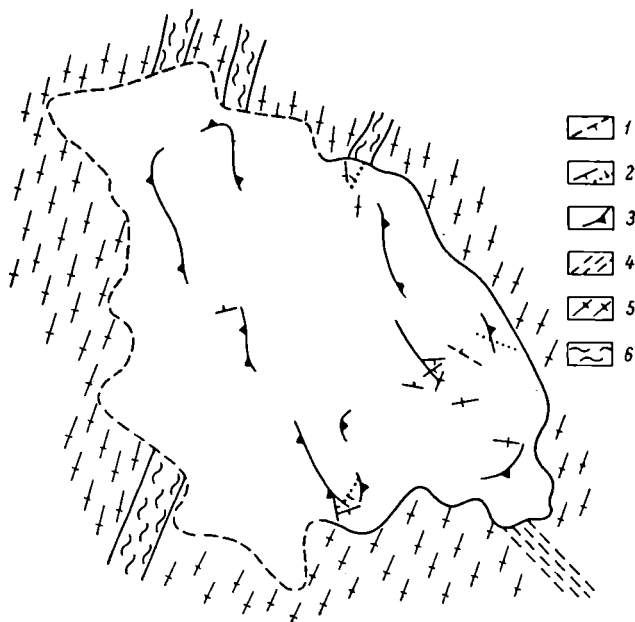


Рис. 2. Структурная схема интрузии Каменные Могилы.

1 — кварцевые жилы; 2 — аплиты и гранит-аплиты; 3 — трахитоидные порфиroidные граниты; 4 — дайки апафитов; 5 — мигматиты; 6 — биотитовые гнейсы.

и ранее картировались как бесструктурные. Граниты обладают типичной гицидоморфной структурой основной массы. Порфиroidные вкрапленники, достигающие размера 3×4 см, имеют форму, близкую к изометрической, и поэтому на первый взгляд какого-либо однообразия в их расположении не улавливается. Однако подробные исследования выявляют закономерность в ориентировке порфиroidных вкрапленников. Кристаллы калиевого полевого шпата вкрапленников в рассматриваемых гранитах

¹ Полученная цифра 1380 млн лет, по мнению Э. К. Герлинга, должна быть увеличена на 25—30%, ввиду того, что для определения была использована валовая проба и порода несколько изменена.

в большинстве случаев двойникованы по карлсбадскому закону, и плоскости двойникования располагаются однообразно, совпадая с ориентировкой шпиров биотита. Эта особенность легко устанавливается в обнажениях по положению двойниковых швов изометрических по форме кристаллов. В редких случаях удавалось измерить директивную структуру по уплощенным вкрапленникам калиевого полевого шпата, в этом случае имело место совпадение ориентировки уплощенных вкрапленников и двойниковых плоскостей.

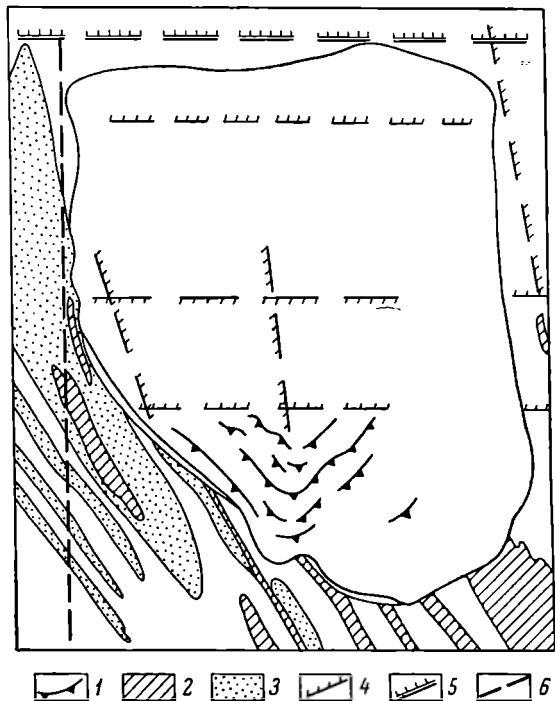


Рис. 3. Структурная схема интрузии Екатеринбургской.

1 — порфириновые трахитоидные граниты; 2 — окварцованные мигматиты; 3 — биотитовые гнейсы; 4 — зоны интенсивной трещиноватости, биотитизации; 5 — зачатевский сброс; 6 — предполагаемая тектоническая зона.

ниями, к которым приурочены интрузии.

По отношению к тектонике вмещающих пород, по соотношению структур эти массивы относятся к платформенным конформным дисгармоничным интрузиям (Полканов, 1945).

Краткое описание пород

Принадлежность описываемых интрузий к одному комплексу подтверждается сходством слагающих их пород, представляющих собой розовые порфириновые граниты. Порфириновые вкрапленники образованы калиевым полевым шпатом — крипторешетчатым микроклином, местами максимальным микроклином (Марфуни, 1960). Основная масса породы имеет гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из плагиоклаза (альбит № 4), микроклина, кварца и биотита. Граниты центральных и краевых частей несколько отличаются по структуре. В центре это крупнозернистые породы, а в краевых частях это среднезернистые, мелкозернистые породы, в Екатеринбургском массиве вплоть до микрогранит-порфира. Жилы подоб-

пользуясь этим методом, было установлено, что в массиве Каменные Могилы трахитоидность, обусловленная субпараллельным расположением вкрапленников, в центральной части массива образует свод, вытянутый, как и сам массив, в северо-западном направлении и несколько усложненный в юго-восточной части (рис. 2). В периферических частях массива трахитоидность ориентирована параллельно контактам и падает в сторону вмещающих пород. Подобная закономерность выявляется и для Екатеринбургского массива, но здесь малая обнаженность позволяет составить структурную схему лишь на небольшой его части (рис. 3).

Изучение трещинной тектоники показало, что для массива Каменные Могилы характерны две, а для Екатеринбургского — три системы крутонаклонных трещин, по направлению совпадающих с тектоническими наруше-

ного же состава встречаются во вмещающих породах и у самого контакта интрузии. Оба массива рассекаются многочисленными жилами гранит-аплита, аплита, к центрам которых часто приурочены пегматоидные образования в виде линз или центральных зон. Характерной особенностью этих гранитов является довольно высокое содержание топаза (до 2%). Наибольшее количество топаза содержится в аплитовых жилках.

В интрузиях довольно широко проявлены процессы автометасоматоза, выразившиеся в изменении первоначального состава породы. Наиболее полно проявилась альбитизация калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Отмечается и довольно сильная биотитизация, приуроченная к субширотным и субмеридиональным зонам дробления. Процессы грейзенизации наиболее интенсивны были в массиве Каменные Могилы, но они отмечаются и в Екатерининском. С этими процессами связано появление в гранитах второй генерации кварца, окварцевание вмещающих пород. С ними же связана флюоритовая, топазовая и литиевая минерализация. Иногда центральные части аплит-пегматитовых жил полностью превращены в кварц-мусковит-топазовый грейзен.

Эти последние процессы, может быть, являются уже не автометасоматическими, а метасоматическими, во всяком случае такое происхождение имеют зоны биотитизации, несущие тантало-ниобатовую минерализацию. Подтверждением предположения о наложенном характере метасоматоза может служить возраст биотитов из зон биотитизации, соответствующий 1500 млн лет.

В результате переработки гранитов процессами автометасоматоза и метасоматоза первоначальный состав их изменился и имеющиеся анализы не отражают его первоначальных особенностей:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты:										
Каменных Могил	74.45	—	14.08	1.14	0.47	—	0.28	1.07	2.87	5.10
Екатерининского массива ¹	73.02	—	14.32	0.40	1.18	0.02	0.11	1.56	1.56	6.89

Пересчет анализов и нанесение их на диаграмму Заварицкого показывает, что они попадают в группу пород, насыщенных щелочами. Степень насыщения в одних случаях большая, в других невелика. Но щелочных темноцветных минералов граниты не содержат, и, возможно, что пересыщенность щелочами есть результат позднейшей альбитизации. Хотя формально по химизму они относятся к щелочным гранитам, отсутствие щелочных темноцветных не позволяет этого сделать; в то же время нельзя их отнести к нормальным гранитам, так как неизвестен их первоначальный состав. Вероятно, правильнее всего считать их субщелочными, гранитами повышенной щелочности, учитывая приведенные выше особенности состава.

Таким образом, массивы Каменные Могилы и Екатерининский, являющиеся платформенными образованиями, имеют внутренние директивные структуры; их возраст докембрийский, а не мезозойский, что должно совершенно иначе ориентировать внимание геологов при изучении альбитизированных пегматитов и явлений грейзенизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
 Марфуни А. С. Фазовая природа кали-натровых полевых шпатов. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., сер. 2, ч. 89, вып. 6, 1960.

¹ По данным В. Н. Гладкого (1958).

Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. Юбил. сессии ЛГУ, секция геол.-почв. наук, 1945.

Струве Э. А. Сборник анализов изверженных и метаморфических пород СССР. Изд. АН СССР, 1940.

Царовский И. Д., Г. Л. Кравченко. Стрoение Южно-Кальчикского сиенитового массива (Восточное Приазовье). ДАН УССР, № 2, 1962.

Ю. Ир. Половинкина

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛАБРАДОРИТОВ УКРАИНЫ

Лабрадориты Украины, широко известные как красивейший поделочно-облицовочный материал, относятся к одному из наиболее молодых докембрийских интрузивных комплексов, получившему название коростеньского. Этому комплексу принадлежат два крупных многофазных плутона: коростеньский на Волини и корсунь-новомиргородский в Приднепровье, а также ряд более мелких тел.

Обнаженность массивов, а следовательно, и степень изученности их незначительна, хотя существование некоторых из них, в частности коростеньского плутона, известно уже более столетия (Полканов, 1948). Изучением массивов занимались многие исследователи; главное внимание их всегда было направлено на петрографию, структура же интрузивных тел, их генезис и геологическая позиция до сих пор недостаточно ясны. Лучше других в этом отношении изучен коростеньский плутон особенно в той части его, которую изучал А. А. Полканов.

Современные представления о геологии и петрографии двух главных массивов — Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского — кратко изложены И. Л. Личаком (1958 г.). Оба массива в своем размещении связаны с крупными разломами и по времени образования относятся к самым последним, завершающим этапам развития протерозойского подвижного пояса, к переходу его в платформу.

В формировании обоих массивов выделяют три фазы: 1) фаза образования основных пород; 2) фаза образования гранитов и 3) фаза образования щелочных пород.

В обоих массивах главными породами являются граниты, по своей основности колеблющиеся от рапакиви, через роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты до лейкократовых гранофировых гранитов. Они слагают обширные площади и со всех сторон широкой зоной окружают области развития основных пород.

Щелочные сиениты в составе обоих плутонов играют совершенно подчиненную роль; они залегают или «жилами» (кормунь-новомиргородский плутон, окрестности с. Терновки), или небольшими метасоматическими массами среди гранитов рапакиви (коростеньский плутон).

Наиболее интересными для нас здесь являются породы первой фазы становления плутонов, к которым относят и лабрадориты.

В коростеньском плутоне эти породы слагают большой массив неправильной формы в бассейне рек Ирши и Тростяницы, два меньших массива: один — по р. Ирше, в районе Рудни Чеповской и к северу от г. Коростеня, другой — в районе с. Барды и Васьковичей, а также несколько мелких тел среди гранитов. А. А. Полканов, изучавший большой массив, назвал его «плутоном габбро-лабрадоритов Волини» и выделил в нем более ранний краевой комплекс основных пород,

слагающих сравнительно узкие зоны на западе и на северо-востоке плутона, и два небольших участка — один в районе Гацковки по р. Иршице и другой — на юге плутона, в районе сел Осников и Головина. В составе краевого комплекса указаны габбро-диабазы, габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-сиениты, а также «лабрадориты *in statu nascendi*». Другие авторы упоминают, кроме того, оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты, а также габбро-монциты и монциты. Все породы связаны взаимными переходами, причем породы, названные А. А. Полкановым «лабрадоритами *in statu nascendi*», содержат крупные кристаллы лабрадора и представляют собой переход к лабрадоритам. Преобладающая по площади центральная часть массива сложена крупно- или даже гигантозернистыми лабрадоритами, с размером зерна более 4—5 см, с массивной или плоскопараллельной текстурой. А. А. Полканов выделил их как центральный комплекс. Среди преобладающего развития лабрадоритов встречаются связанные с ними постепенными переходами незначительные участки среднезернистых габбро и габбро-норитов. В работе А. А. Полканова приведено несколько зарисовок стенок карьеров, показывающих такие взаимоотношения пород.

В корсунь-новомиргородском плутоне, приуроченном к бассейну рек Роси, Ольшанки и Ташлыка (приток Тясмина), основные породы занимают значительно меньшую площадь. Они образуют два небольших массива, лежащих изолированно среди гранитов. Один из них находится в бассейне р. Ольшанки, в районе Городище-Смела—Цветково (Городищенский массив), а другой — южнее, в районе Ново-Миргорода на р. Выське (Новомиргородский массив). Среди основных пород в этом плутоне приобретают большее значение монциты, колеблющиеся по составу от габбро-монцитов до кварцевых монцитов. Лабрадориты представлены как темными крупнозернистыми ирризирующими разностями, преобладающими в Городищенском массиве, так и более мелкозернистыми и более светло-серыми неирризирующими породами, свойственными Новомиргородскому массиву. В обоих массивах здесь также наблюдаются постепенные переходы от габбровых пород к лабрадоритам и от габбровых пород к монцитам.

Несмотря на некоторые различия, оба плутона по своему петрографическому составу, последовательности образования входящих в них пород и взаимосвязи пород друг с другом настолько сходны, что принадлежность их к единому комплексу не вызывает сомнения. Сходство их усиливается также сходством порообразующих и аксессуарных минералов в составе пород обоих плутонов. Принадлежность их к единому комплексу позволяет предполагать, что процессы образования соответствующих разностей пород в обоих плутонах были одинаковыми или аналогичными, и следовательно, наблюдения над генезисом пород в одном плутоне можно и должно сопоставлять и дополнять сведениями, полученными при изучении другого плутона. При слабой обнаженности обоих плутонов, особенно корсунь-новомиргородского, таким способом изучения пренебрегать не приходится.

Что касается генезиса пород, слагающих обсуждаемые плутоны, то большинством исследователей (Лебедев, 1934; Соболев, 1947; Полканов, 1948) для всех них принимается магматическое происхождение. Только в кратком очерке И. Л. Личака отмечается возможность метасоматического происхождения щелочных пород. Решительно отнес к метасоматическим образованиям эгирин-авгитовый сиенит с. Теренцы и эгириновый сиенит Гуты Потиевской Н. В. Булавко.

Вопрос о способе образования гранитовых пород, составляющих главную массу плутонов, и в частности вопроса о генезисе рапакиви, мы здесь обсуждать не будем. Это большой и сложный вопрос, имеющий уже огром-

ную литературу, и высказываться по нему, так сказать, попутно не имеет смысла.

Что же касается лабрадоритов, то большинство исследователей принимает для них происхождение путем кристаллизационной дифференциации основной магмы. А. А. Полканов указывает «на аккумуляцию вкрапленников лабрадора»; П. И. Лебедев говорит об «агломерации кристаллов лабрадора» в магме, дающей анортозитовую породу. В. С. Соболев связывает «образование главной массы мономинеральных анортозитовых пород» с моментом смешения габбровой магмы с кислой магмой, возникающей вследствие частичного расплавления кислых боковых пород под воздействием основной магмы. «Этот процесс, — пишет В. С. Соболев, — поглощает огромное количество тепла, которое должно компенсироваться обильной кристаллизацией, сопровождающейся кристаллизационной дифференциацией» (1947, стр. 125).

Концепция В. С. Соболева отвечает не только на вопрос о способе образования лабрадоритов, но и объясняет также характерную для коростеньского комплекса украинского докембрия (так же как и для других аналогичных комплексов мира) постоянную ассоциацию в одном плутоне габбро и лабрадоритов, с одной стороны, и гранитов, в том числе и ралакиви, с другой.

Однако автору настоящих строк кажется, что объяснение происхождения лабрадоритов путем кристаллизационной дифференциации не является вполне удовлетворительным; в обоих плутонах можно сделать наблюдения, противоречащие такой точке зрения. Приведем несколько примеров.

Автору удалось просмотреть kern нескольких разведочных скважин Стремигородского участка коростеньского плутона, которые прошли свыше 120—150 м по совершенно свежей, неразложенной (свежие породы начинаются с глубины около 50 м) среднезернистой темной породе, называемой работниками разведочной партии габбро. По общему минералогическому составу порода соответствует габбро или оливиновому габбро, однако изучение структуры ее в шлифах показывает, что это не габбро, а какая-то ультраосновная порода — пироксенит или перидотит, подвергшаяся неравномерному обогащению основным плагиоклазом — лабрадором или андезин-лабрадором. Плагиоклаз образует крупные, длинные призмы или лейстовидные таблицы, полисинтетически sdвойникованные с частым развитием периклинового закона. Они располагаются в породе или субпараллельно, придавая ей трахитоидную текстуру, или беспорядочно, создавая некоторое сходство с диабазовой структурой, что отмечалось и выше упомянутыми исследователями. Наконец, плагиоклазовые лейсты нередко дают мономинеральные скопления различных размеров, от 1 см в поперечнике и больше. Такие скопления в шлифе воспринимаются как участки анортозита. В штуфе они напоминают фенокристаллы, вследствие чего порода таких участков керна принимается за порфировидное габбро.

Участки темноцветных минералов, как правило, плагиоклаза совершенно не содержат. Иногда они значительны по размерам, занимая почти всю площадь шлифа. Они состоят из ромбического пироксена или двух пироксенов, причем моноклинный пироксен в шлифах буроват и, по-видимому, содержит повышенное количество титана. Весьма часто присутствует оливин, и тогда местами наблюдается такая последовательность образования минералов: оливин → гиперстен → моноклинный пироксен. Нередко все три минерала лежат в породе изолированно, т. е. не касаясь друг друга, в виде сравнительно мелких, более или менее изометричных зерен. Оливин и ромбический пироксен окружены черной реакционной каемкой рудного минерала, имеющей сложное, «мирмекитоподобное», как бы кружевное строение. Промежутки между темноцветными минералами заняты тонко-

чешуйчатой зеленоватой массой с яркими цветами интерференции, т. е. по-видимому, тальком, а также хлоритом.

Вместе с темноцветными минералами, часто обрастая их, в породе располагается первичный рудный минерал; местами он создает участки сидеронитовой структуры. Много также апатита в правильно ограниченных, нередко крупных призмах с боченковидными продольными разрезами. Они образуют скопления, связующей массой в которых является такой же тонкочешуйчатый тальковый и хлоритовый агрегат, который окружает и темноцветные минералы породы. В небольшом количестве и не всегда наблюдается немного биотита, обычно связанного с рудным минералом. Очень редко встречаются ксеноморфные индивиды калиевого полевого шпата и антипертитовые вроски в плагиоклазе.

Структурные взаимоотношения минералов, изображенные на рис. 1, не соответствуют структурам габбро и позволяют сделать следующий вывод о происхождении описываемой породы. По-видимому, первоначально это была среднезернистая перидотитовая порода, состоявшая из сильно железистых оливина и гиперстена и рудного минерала; а местами также моноклинного пироксена. Она подверглась кальциевому метасоматозу с дополнительным развитием диоксида (диопсидизация), образованием апатита, а также вторичного рудного минерала за счет железа, освобождающегося при диопсидизации гиперстена.

Минералы исходной породы можно расположить в ряд, в котором каждый последующий минерал характеризуется убывающей степенью идиоморфизма. Минералы метасоматического происхождения, наоборот, характеризуются возрастанием идиоморфизма, поэтому апатит более идиоморфен, чем темноцветные минералы. Позднее порода подверглась обогащению плагиоклазом, который местами по периферии своих зерен частично захватывает темноцветные минералы. Апатит нигде не пересекает плагиоклаза, что доказывает более позднее образование последнего. Для развития плагиоклаза, кроме привноса извести, необходим привнос глинозема и натрия. Когда же в породе начинает поступать калий, появляется биотит за счет темноцветных и рудного минералов и щелочной полевои шпат за счет плагиоклаза. При обильном развитии плагиоклаза порода переходит в анортозит.

Таким образом, несомненно, что в некоторых случаях анортозит развивается метасоматически по ультраосновной породе.

В других случаях, например в районе Володарска Волынского, на р. Ирше, мелкозернистая порода (краевой комплекс Полканова) представлена настоящим оливиновым габбро с диопсидом и с типичной габбровой структурой. В нем развиваются очень крупные кристаллы основного пла-



Рис. 1. Метасоматически обогащенная лабрадором ультраосновная порода. Стремигородский участок Коростеньского плутона. Без анализатора; увел. 10. (Рис. Н. П. Леонтьевой).

В правой верхней части рисунка видно скопление боченковидных зерен апатита. Тонкочешуйчатый агрегат между зернами темноцветных минералов и таблицами лабрадора — тальк и хлорит.

гиоклаза, достигающие 5—8 см в длину. Ниже, по р. Ирше, в районе Рыжан это уже крупнозернистый лабрадорит с реликтивными участками габбро.

Среднезернистый темный оливковый габбро-норит, вскрытый небольшим карьером на р. Ольшанке в районе с. Вороновки (курсунь-новомиргородский плутон), также показывает неравномерное обогащение крупными кристаллами. Зарисовка такой породы дана на рис. 2; видно, что плагиоклазы породы весьма различны по размерам, от 1—3 см до 6—7 см,

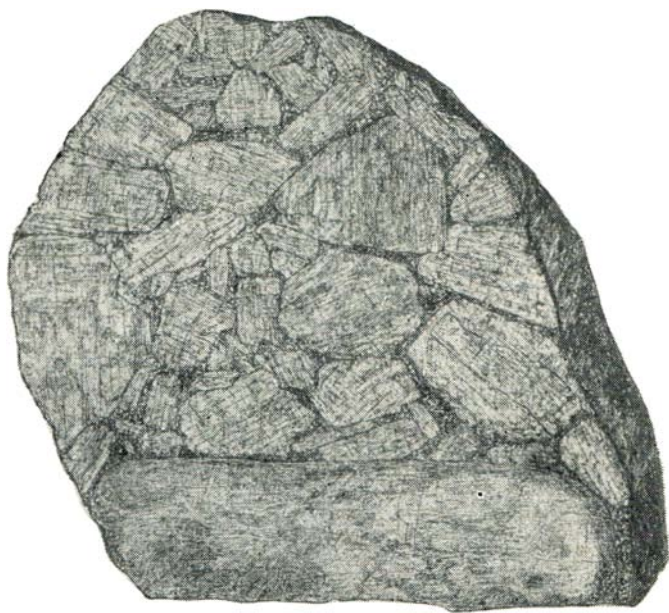


Рис. 2. Штуф обогащенного крупными кристаллами лабрадора оливкового габбро-норита. (Рис. С. Г. Сергеевой). $\frac{1}{3}$ нат. вел.

а в отдельных случаях даже до 25—30 см. Плагиоклаз собственно габбровой породы представлен полисинтетически сдвойникованным андезином (№ 40—42), а новообразованный плагиоклаз заметно более основной и зональный. В крупном зерне его, изображенном на рис. 2, внизу, определено светопреломление в разных участках. Серый плагиоклаз, слагающий большую часть кристалла, показал $Ng' = 1.563$ и $Np' = 1.556$; розоватые участки среди него имеют такое же светопреломление $Ng' = 1.563$ и $Np' = 1.556$, что соответствует приблизительно № 52. Темная периферическая часть кристалла более основная; ее $Ng' = 1.565$ и $Np' = 1.558$, что указывает на № 58—60 (показатели преломления измерены Э. Б. Наливкиной). Приведенные данные показывают обратную зональность крупных кристаллов плагиоклаза, т. е. возрастание основности его по направлению к периферии.

В описываемом габбро-норите наблюдается замещение пироксенов волокнистым, бледно-зеленым амфиболом, хлоритом и биотитом, причем это замещение более интенсивно развивается вблизи крупных кристаллов лабрадора. Одновременно в породе появляется мутный калиевый полевой шпат, частью ксеноморфными зернами между плагиоклазами, частью внутри последних в виде антипертитовых вrostков.

Другой образец из того же карьера вблизи с. Вороновка представляет собой переход габбро-норита к кварцевому монцониту (рис. 3). Это более

мелкозернистая порода, несколько порфириовидная благодаря наличию более крупных (до 3 мм в длину) редких кристаллов ромбического пироксена. Как эти кристаллы, так и пироксены основной массы породы замещаются волокнистым амфиболом, хлоритом и биотитом. Плагноклаз представлен андезином в полисинтетически сдвойникованных лейстовидных индивидах. Между плагноклазами развивается ксеноморфными зернами мутный и неоднородный калиевый полевой шпат; местами он имеет характер мезоперита. В таких же формах, в виде мезостазиса в отдельных участках породы, появляется кварц. Апатит и ильменит образуют тонкие, игольчатые кристаллы. В этой породе также развиваются очень крупные полисинтетически сдвойникованные кристаллы лабрадора.

В северо-восточной части того же карьера на р. Ольшанке у с. Вороновки уже развит сплошной анортозит сравнительно светлого серого цвета.

Изложенные нами сравнительно малочисленные наблюдения позволяют сделать вывод о том, что 1) развитие в породах крупных кристаллов лабрадора есть проявление кальциевого метасоматоза; 2) этому процессу подвергаются разные породы, как основные, так и ультраосновные; 3) интенсивное развитие кристаллов лабрадора, постепенно вытесняющих и замещающих прочие минералы пород, ведет к образованию анхимономинеральных лабрадоритов.

К этому можно добавить некоторые высказывания других исследователей. Так, В. С. Соболев (1947), описывая контакт основных пород ростеньского плутона с гранитами на р. Ирше, у с. Шершневская Рудня, не взял на себя смелости утверждать, «что это действительно основная порода габбро-лабрадоритового плутона, а не участок более древнего гиперстен-плагноклазового гнейса» (стр. 43).

Все описания взаимоотношений габбро и крупнозернистых лабрадоритов в работе А. А. Полканова (1948), отмеченные им постепенные переходы между породами и особенно выделенные им «лабрадориты *in situ nascendi*», — все это наблюдения того же порядка, что и наши. Они вполне понятны с точки зрения метасоматического развития плагноклаза в разных породах под влиянием одной действовавшей на них причины и совершенно необъяснимы кристаллизационной дифференциацией. Как может кристалл плагноклаза, выделяющийся из расплава, попасть внутрь габбро, перидотита, монцонита или, тем более, пироксен-плагноклазового кристаллического сланца, значительно более древнего?

На основании всего вышеизложенного надо считать, что лабрадориты Вольны хотя бы частично могли возникать метасоматическим путем.



Рис. 3. Обогащенный крупными кристаллами лабрадора порфириовидный габбро-диорит, переходящий в монцонит. (Рис. Н. П. Леонтьевой).

Большой круг — без анализатора; в маленьком круге ник. + Увел. 17.

Правая часть поля зрения — часть крупного зерна лабрадора; в маленьком круге показано, что оно полисинтетически сдвойничено. В левой части сверху виден крупный кристалл ромбического пироксена.

Вопрос о происхождении анортозитов в настоящее время является дискуссионным. Известно, что П. Мишо (Michot, 1956) для глубинных зон земной коры признает образование анортозитов двояким путем: 1) кристаллизацией из особой плагиоклазитовой магмы, образующейся из базальтовой при ассимиляции ею больших количеств глинистых осадков, и 2) путем метасоматоза, путем процесса анортозитизации, как его назвал Барг (Barth, 1952).

Очередной задачей изучения докембрия Украины является детальное, всестороннее исследование плутонов коростеньского комплекса и выяснение генезиса их лабрадоритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Булавко Н. В. О некоторых сленитах Волыни метасоматического генезиса. Уч. зап. Кишиневск. унив., вып. 25, 1957.
- Лебедев П. И. Габбро-анортозито-чарнокитовый комплекс Волыни. Петрография СССР, сер. 1, вып. 3, 1934.
- Личак И. Л. Коростеньский интрузивный комплекс габбро и гранитов. Геология СССР, т. V, Изд. АН СССР, 1958.
- Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд. ЛГУ, 1948.
- Соболев В. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Уч. зап. Львовск. унив., т. VI, вып. 5, 1947.
- Barth T. W. Theoretical Petrology, 1952.
- Michot P. La geologie des zones profondes de l'ecorce terrestre. Ann. Soc. geol. de Belgique, t. LXXX, 1956.

В. Б. Дагелайский

ПЛУТОН ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЧАГВЕ-УАЙВ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

(НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ)

Плутон щелочных пород Чагве-Уайв (альбитовые граносиениты и альбитизированные кварц-нордмаркиты) располагается в районе к северо-западу от Мурманска, на водоразделе рек Западной Лицы и Титовки. Геология и петрология этого массива детально описаны в работе А. А. Полканова (Полканов, 1938).

В данной статье приведены некоторые новые данные, полученные в 1961 г. при сборе материала для характеристики абсолютного возраста пород этого плутона. Кроме того, делается сравнение пород плутона Чагве-Уайв и пород серии сиенит-мигматитов, геология и петрология которых были ранее подробно разобраны (Бондаренко и Дагелайский, 1960). Большое петрографическое сходство обеих групп пород давало прежде основание (Полканов и Герлинг, 1961) относить их к одной эпохе щелочного магматизма, а именно к нижнему архею II, по абсолютной геохронологии А. А. Полканова.

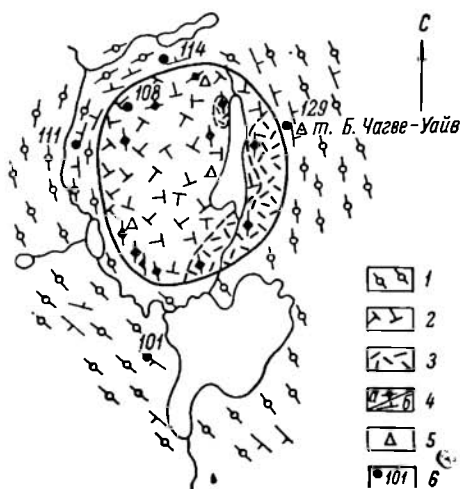
I. Геологическое положение щелочных пород

На схематической геологической карте (рисунок) показаны плутон Чагве-Уайв и вмещающие гнейсовые породы, представленные преобладающими переслаивающимися гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, иногда с силлиманитом и кианитом. Общее залегание полосчатости и сланцеватости гнейсов: простирание СЗ 285—300°, падение крутое на юго-запад, реже на северо-восток. Непосредственные контакты массива

с гнейсами не вскрыты. Однако в гнейсах на расстоянии 50—60 м от щелочных пород вдоль северо-западного контакта массива наблюдается отчетливое изменение залегания сланцеватости и полосчатости от субмеридианального до северо-восточного (азимут простирания 350—320°). Гнейсы, таким образом, как бы «оггибают» массив щелочных пород. Падение сланцеватости и полосчатости гнейсов крутое и направлено в сторону от массива. Вдоль северо-восточного контакта plutона гнейсы имеют залегание: простирание 325—340°, падение крутое также от массива. Вблизи северо-западного контакта в гнейсах залегают согласные или слабо секущие пегматоидные плагиомикроклиновые, изредка с силлиманитом (обр. 114) жилы мощностью до 1.5 м и более тонкие кварц-микроклиновые согласные прожилки. Реже встречаются согласные кварцевые жилы мощностью до 15 см.

Плутон щелочных пород, размером 2×1.5 км, имеет в плане изометричную форму и сложен, как уже указывалось ранее А. А. Полкановым и подтверждается нашими исследованиями, следующими разновидностями (фазами): альбитовыми граносиенитами (I фаза) и альбитизированными кварц-нордмаркитами (II фаза). Им отмечались также маломощные кварцевые жилки и секущая кварцевая жила с эгирин-диопсидом. Нами обнаружены, кроме того, неясного залегания тело сиенитового пегматита и секущая кварц-полевошпатовая жила, содержащая эгирин-диопсид, циркон и сфен, причем зерна последних минералов достигают 2—3 см, образуя друзовидные скопления. По северо-западному контакту в массиве отдельным участком встречены биотитовые граносиениты среднезернистые, массивные, содержащие кварцево-магнетитовые жилоподобные обособления. Преобладающим распространением пользуются мелкозернистые альбитизированные кварц-нордмаркиты. По данным А. А. Полканова, они включают небольшие ксенолиты альбитовых граносиенитов. Нами отмечен один такой небольшой ксенолит. Контакты между обеими породами резкие, в единичных случаях наблюдалось по их границе присутствие переходных по составу разновидностей пород. Альбитовые граносиениты слагают в основном юго-восточную часть массива.

В породах plutона наблюдается первичная линейная структура течения, обусловленная ориентированным расположением шлировых скоплений эгирин-диопсида и линзовидных крупнозернистых полевошпатовых обособлений. Размер шлиров колеблется в пределах 3—5 см в длину и 1—1.5 см в ширину, редко до 15—20 см в длину. Состав шлиров отвечает мономинеральному эгирин-диопсидовому пироксениту. В этом случае границы его с заключающим граносиенитом резкие, четкие. Порой шлиры характеризуются лишь относительно большим содержанием пироксена, границы его с заключающей породой неотчетливые, форма чаще всего линзовидная или стреловидная. Кроме того, в альбитизированных кварц-



Схематическая геологическая карта plutона Чагве-Уайв. (Составил В. Б. Дагелайский).

1 — гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы; 2 — альбитизированные кварц-нордмаркиты; 3 — альбитовые граносиениты; 4 — залегание (а — первичной полосчатости щелочных пород, б — сланцеватости гнейсов); 5 — местонахождение тел сиенитовых пегматитов; 6 — места взятия проб на абсолютный возраст.

цевых нордмаркитах наблюдается субпараллельная ориентировка удлиненных зерен эгирин-диопсида. Ориентировка линий течения в целом согласна с плоскостью контакта щелочных пород, за исключением южной части массива. В этом месте линейность, сохраняя субмеридианальное направление, залегает почти перпендикулярно линии контакта. В плоскости гнейсовидности (образованной шлирами и отдельными зернами эгирин-диопсида) линии течения в большинстве своем залегают вертикально; в юго-западной части массива в единичных случаях наблюдается наклон линий течения под крутым углом к юго-западу, под гнейсы.

II. Петрография щелочных пород

Детальная петрографическая характеристика пород плутона была уже приведена в работе А. А. Полканова. Поэтому здесь только кратко описаны наиболее распространенные разновидности.

Альбитовый (эгирин-диопсидовый) граносиенит (обр. 121а). Количественно-минералогический состав альбитового граносиенита приведен в табл. 1, а химический состав — в табл. 2. Это среднезернистая равно-

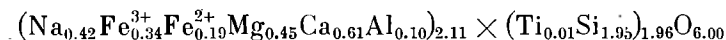
Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород плутона Чагве-Уайв (ИСА, об. %)

№ образца	Порода	Альбит	Калиевый полевой шпат	Кварц	Эгирин-диопсид	Амфибол	Биотит	Рудный	Апатит	Сфен	Циркон	Кальцит
121а	Альбитовый граносиенит . . .	80.3	1.9	9.6	5.4	1.7	—	0.4	0.2	0.3	0.2	—
106б	Альбитизированный кварц-нордмаркит . . .	60.5	21.8	12.0	4.1	Ед.	—	0.6	Ед.	0.6	0.1	0.3
108	Биотитовый граносиенит . . .	52.4	25.0	20.5	—	—	2.1	Ед.	Ед.	—	—	—

мернозернистая порода. Структура гипидиоморфная, местами панидиоморфная.

Плаггиоклаз (альбит № 3—5) — коротко-таблитчатые полисинтетически сдвойникованные зерна. Характерны обильные включения полупрозрачного рудного минерала (гематита?). Это обстоятельство, как отмечал А. А. Полканов, указывает на первично-магматическое (пирогенное) происхождение авантюринового альбита щелочных пород Чагве-Уайва. Гематитовые пластинки закономерно ориентированы (в плоскостях (021) и (0 $\bar{2}$ 1), реже в плоскостях спайности) и могут рассматриваться как пертиты распада. **Кварц** — небольшие изометричные зерна по границам зерен альбита, реже включены в него. **Калиевый полевой шпат** — единичные ксеноморфные выделения, сильно пелитизированные и серицитизированные. **Эгирин-диопсид** — призматические или изометричные зерна с включениями кварца и рудного минерала. Оптические свойства (полихроизм: Ng — желтовато-зеленый, Np — темно-зеленый, $Ng=1.752$, $Np=1.718$, $2V(+)=84-86^\circ$, $cNp=23^\circ$) показывают содержание эгириновых молекул до 25%. Химический анализ этого эгирин-диопсида приведен в табл. 2. В результате пересчета определены кристаллохимическая формула пироксена



Химический состав щелочных пород плутона Чагве-Уайв
и пироксенов из них (вес. %)

(аналитик Э. К. Зульффикарова)

№ образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
121a	Альбитовый граносиенит . .	67.70	0.28	16.20	2.61	1.00	Сл.	0.25
1301	Альбито-эгирин-авгитовый граносиенит (Полканов, 1938)	71.56	0.14	16.15	1.12	0.72	0.02	0.36
1066	Альбитизированный кварц- нордмаркит	67.54	0.14	16.40	1.29	0.72	0.01	1.04
1307	Альбитизированный нордмар- кит (Полканов, 1938)	71.16	0.14	15.73	0.99	0.55	0.02	0.49
121a	Эгирин-диопсид из альбито- вого граносиенита	51.38	0.20	1.96	11.80	6.12	0.19	7.98
1066	Эгирин-диопсид из альбити- зированного кварц-норд- маркита	51.36	0.24	0.60	13.12	7.56	0.37	6.50

Таблица 2 (продолжение)

№ образца	Порода	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П. п. п.	Сумма
121a	Альбитовый граносиенит . .	1.48	10.41	0.58	—	0.02	0.16	100.69
1301	Альбито-эгирин-авгитовый граносиенит (Полканов, 1938)	0.33	9.28	0.32	Нет.	0.09	0.23	100.32
1066	Альбитизированный кварц- нордмаркит	1.00	8.20	3.63	—	0.06	0.08	100.11
1307	Альбитизированный нордмар- кит (Полканов, 1938)	0.78	8.68	1.33	Нет.	0.10	0.36	100.33
121a	Эгирин-диопсид из альбито- вого граносиенита	15.06	5.94	Не опр.	—	—	—	100.63
1066	Эгирин-диопсид из альбити- зированного кварц-норд- маркита	14.86	5.36	0.06	—	—	—	100.03

и относительные содержания в нем изоморфных силикатов: диопсид — 48.4%, эгирин — 27.0%, геденбергит — 17.3%, жадеит — 7.3%. Измерение угла $2V$ эгирин-диопсидов из граносиенитов, как достаточно хорошо отвечающего составу этого пироксена (Бондаренко, Дагслайский, 1960), показало, что в граносиенитах состав эгирин-диопсидов варьирует лишь в узких пределах: $2V = (+84-86^\circ) - (-86-88^\circ)$, содержание эгириновых молекул — 32—42%.

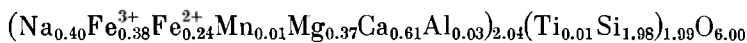
А м ф и б о л (субщелочная роговая обманка) обрастает эгирин-диопсид. Содержит мелкие включения кварца и рудного минерала. Поликризм: Ng — голубовато-серый, Np — слабо-сиреневато-серый, $Ng = 1.667$, $Np = 1.639$, $2V = 56^\circ \times$, $cNg = 18^\circ$, заметная дисперсия осей индикатрисы.

Для сравнения в табл. 2 показан химический состав альбито-эгирин-авгитового граносиенита из работы А. А. Полканова.

Альбитизированный эгирин-диопсидовый кварц-нордмаркит (обр. 1066). Количественно-минералогический состав этой породы приведен в табл. 1,

химический состав — в табл. 2. Это мелкозернистая порода, нередко с ориентированным расположением цветного минерала. Структура характеризуется развитием альбита по калиевому полевому шпату с образованием решетчатых пертитов замещения.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т (решетчатый микроклин-пертит) ранее образовывал крупные, неправильно таблитчатые зерна, почти полностью замещенные теперь альбитом. Иногда содержит закономерно ориентированные включения полисинтетически сдвойнированного альбита (по-видимому, 1-й генерации); в этих же зернах проявлена более поздняя альбитизация. П л а г и о к л а з (альбит № 0—3) находится в основном в виде пертитов замещения (ленточных, перекрещивающихся, решетчатых), обуславливая характерный рисунок структуры породы. Авантюриновые включения рудного минерала в этом альбите отсутствуют. К в а р ц — небольшие скопления между зернами микроклина, реже округлые включения в микроклин и таблитчатом альбите. Э г и р и н д и о п с и д — призматические зерна, изредка слабо зональные. Оптические свойства (полихроизм: N_g — зеленовато-желтый, N_p — темно-зеленый, $N_g=1.759$, $N_p=1.724$, $2V(-)=84-86^\circ \times$, $cNp=25^\circ$) показывают содержание эгириновых молекул до 45% мол. Химический состав эгирин-диопсида приведен в табл. 2. Пересчет данных химического анализа дает кристаллохимическую формулу пироксена



и относительные содержания в нем изоморфных силикатов: диопсид — 40.8%, эгирин — 31.2%, геденберgit — 26.4%, жадеит — 1.6%. Измерение угла оптических осей эгирин-диопсидов в этих породах показывает такие пределы колебаний в их составе: $2V(-)=82-86^\circ$, содержание эгириновых молекул 40—45%, т. е. пироксен в альбитизированных кварц-нордмаркитах содержит лишь немного больше эгиринового

Минералогический состав шлихов из протолочных пров (определения пров)

№ по жур-налу ДЛГЕД	№ шлиха	Порода	Пирротин	Молибденит	Пирит	Флюорит	Магнетит	Рутил	Анагас	Лейкоксен	Лимонит	Ильменит
1229	101а	Альбитовый гра-носиенит . . .	—	—	Р. з.	—	0.3	Р. з.	—	—	Р. з.	Р. з.
1226	1066	Альбитизирован-ный кварц-норд-маркит	—	—	0.1	—	14.2	Р. з.	—	0.1	Р. з.	Р. з.
1466	116	Альбитовый гра-носиенит . . .	—	—	Р. з.	Р. з.	25.8	—	Р. з.	—	3.1	Р. з.
1467	1236	Альбитовый гра-носиенит . . .	—	—	Р. з.	—	5.7	—	—	—	Р. з.	4.9
1419	120	Пегматит сиени-товый	—	—	Р. з.	—	1.4	—	Р. з.	Р. з.	0.1	—
1228	114	Пегматит гранит-ный	—	—	0.5	—	37.7	—	—	—	3.1	—
1225	101	Гранато-биотито-вый гнейс . . .	9.4	Р. з.	12.0	—	Р. з.	—	—	—	—	0.4
1127	111	Биотитовый гнейс	—	Р. з.	30.8	—	59.1	—	—	—	—	0.2
1230	129	Гранато-биотито-вый гнейс . . .	—	Р. з.	52.2	Р. з.	Р. з.	Р. з.	—	—	4.1	—

компонента, чем пироксен граносиенитов. Амфибол светло-голубовато-зеленоватый. Замещает эгирин-диоксид, образуя часто с кварцем и магнетитом полные псевдоморфозы по пироксену.

Для сравнения в табл. 2 показан химический состав альбитизированного нордмаркита из работы А. А. Полканова.

В кварц-полевошпатовый жиле с эгирин-диоксидом, сфеном, цирконом зерна пироксена достигают размеров 1—1.5 см. Оптические свойства его (сильный полихроизм: N_g — буровато-желтый, N_p — темно-зеленый, $2V(-)=82-84^\circ$, $cNp=19^\circ$, $N_g=1.766$, $N_p=1.733$) показывают содержание эгиринового компонента (35—45% мол.), наибольшее среди всех разновидностей щелочных пород.

III. Комплекс акцессорных минералов щелочных пород

Комплекс был изучен в шлихах из протолочных проб. Результаты минералогического анализа протолочек представлены в табл. 3. Для обеих разновидностей пород характерно присутствие пирита, циркона, апатита, сфена (иногда лейкоксенизированного), граната, рутила, силлиманита; особо отмечается барит. В альбитовых граносиенитах, кроме того, установлены флюорит, анатаз, кианит, гиперстен. В сиенитовом пегматите, кроме циркона, апатита и сфена, встречены пирит, анатаз и щелочной амфибол. В микроклиновом биотитовом пегматите, секущем гнейсы у северного контакта массива Чагве-Уайв, установлен эгирин-диоксидовый пироксен. Поэтому не исключено, что генетически эта пегматитовая жила может быть связана со щелочными породами.

IV. Результаты спектрального анализа

Результаты анализа (аналитик С. Г. Яковлева) показывают, что в обеих главных разновидностях щелочных пород массива Чагве-Уайв

Таблица 3

по породам плутона Чагве-Уайв и вмещающим гнейсам
даны М. В. Терентьевой)

Щелит	Моноцит	Апатит	Циркон	Кианит	Силлиманит	Гранат	Сфен	Турмалин	Ромбический пироксен	Моноклиновый пироксен	Амфиболы	Щелочные амфиболы	Эпидот	Слюды
—	—	2.7	0.3	Р. з.	Р. з.	Р. з.	7.9	—	Р. з.	88.8	Р. з.	—	—	—
—	—	1.1	0.5	—	Р. з.	Р. з.	8.0	—	—	76.0	—	—	—	—
—	—	4.1	1.1	—	—	Р. з.	2.9	—	—	Р. з.	38.3	—	24.5	0.2
—	—	2.5	1.2	—	—	—	6.3	—	—	79.4	—	—	Р. з.	—
—	—	0.4	72.6	—	—	—	2.1	—	—	23.4	—	Р. з.	—	—
—	13.0	7.3	3.4	—	—	2.6	0.2	3.2	—	0.2	0.3	—	—	28.5
—	0.5	Р. з.	1.9	—	3.26	0.7	—	0.1	—	Р. з.	Р. з.	—	—	11.8
—	0.5	0.1	0.8	—	Р. з.	0.3	Р. з.	0.3	—	0.1	0.1	—	Р. з.	6.8
Р. з.	0.6	11.2	0.4	—	Р. з.	1.9	Р. з.	12.8	—	—	Р. з.	—	—	16.8

содержатся в основном одни и те же редкие элементы: Ва, Ве, Рb, Ga, V, Zr, Sr, в единичных пробах La, Cu. Кроме того, граносиениты отличаются присутствием Cr, Ni, Co, Zn, Y, Sc. В цирконе из кварц-полевошпатовой жилы с эгирин-диопсидом, по данным спектрального анализа, содержатся: Рb, Hf (на границе чувствительности), Cu, Y.

V. Химические анализы

Химические анализы пород плутона Чагве-Уайв (табл. 2) показывают принадлежность их к щелочным породам. Согласно пересчетам на типы магм по методу П. Ниггли, эти анализы соответствуют определениям щелочных пород, введенным А. А. Полкановым. Для альбитового граносиенита получаем магму натрового ряда, эвизитовую группу, лейкоэвизитовый тип, для альбитизированного кварц-нордмаркита — магму натрового ряда, щелочногранитовую группу, нордмаркитовый тип.

VI. Контактново-метаморфическое воздействие

Воздействие плутона Чагве-Уайв на вмещающие породы геологически не устанавливается. Однако анализ состава тяжелой фракции протолочных проб из вмещающих гнейсов позволяет уловить проявление этого воздействия. В гнейсах вблизи контакта со щелочными породами в единичных знаках отмечены флюорит, анатаз, шеелит, диопсидовый пироксен (табл. 3), т. е. те акцессорные минералы, присутствие которых характерно для пород массива Чагве-Уайв. С другой стороны, в альбитовых граносиенитах и кварц-нордмаркитах присутствуют кианит и силлиманит, по-видимому, ксеногенного происхождения из вмещающих гнейсов.

VII. Определения абсолютного возраста

Определения возраста одной из пород плутона Чагве-Уайв и вмещающих гнейсов были произведены в Лаборатории геологии докембрия под руководством проф. Э. К. Герлинга и приведены в табл. 4.

Таблица 4

Абсолютный возраст пород плутона Чагве-Уайв и вмещающих гнейсов (К—Аг-метод, по биотиту)

№ по журналу ЛАГЕД	№ образца	Порода	Возраст (в млн лет)
1798	108	Биотитовый граносиенит.	1780
1797	101	Гранато-биотитовый гнейс.	1790
1799	111	Биотитовый гнейс.	1750
1801	129	Гранато-биотитовый гнейс.	1750
1800	114	Микроклиновый пегматит с эгирин-диопсидом.	1780

VIII. Сопоставление щелочных пород Чагве-Уайв и сиенит-мигматитов Поркозера—оз. Репьявр сделано в табл. 5.

Как можно видеть из таблицы, обе группы пород отчетливо различаются по геологии и структуре, комплексу акцессорных минералов химизму, характеру воздействия на вмещающие породы. Все эти признаки являются, в общем, следствием различного генезиса пород. Щелочные породы плутона Чагве-Уайв образованы внедрением магмы по расколу в жесткую среду (Полканов, 1938), сиенит-мигматиты произошли в результате интенсивной метасоматической мигматизации за счет части

Сравнительная характеристика граносленитов и нордмаркитов плутона Чагве-Уайв и сиенит-мигматитов района Поркозеро—оз. Репьявр

	Гранослениты и нордмаркиты плутона Чагве-Уайв	Сиенит-мигматиты района Поркозеро — оз. Репьявр
Площадь распространения и ориентировка массивов. Вмещающие породы.	2 × 1.5 км, изометрической формы. Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы.	28 × 3 км, вытянуты в северо-западном направлении. Биотитовые, гранато-биотитовые и амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гнейсо-граниты.
Структура массивов. Основные разновидности пород.	Неавтономная, конформная, гармоничная. Альбито-эгирин-диопсидовые гранослениты, кварц-нордмаркиты, пегматиты, кварц-эгирин-диопсидовые жилы.	Унаследованная от вмещающих пород. Мигматизированные породы субстрата, сиенит-мигматиты (теневые, полосчатые, гнейсовидные), сиенит-анатектиты, пегматиты.
Общий минералогический состав.	Главные: микроклин, авантюриновый и шахматный альбит, кварц, эгирин-диопсид (в среднем до 35% эгириновых молекул), субщелочная роговая обманка, биотит.	Главные: микроклин, шахматный альбит и андезин, кварц, эгирин-диопсид (в среднем до 20% эгириновых молекул), обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот.
Структуры пород.	Акцессорные: циркон, апатит, сфен, флюорит, барит. Панидиоморфные, гипидиоморфные, метасоматического замещения.	Акцессорные: сфен, апатит, натролит. Кристаллобластовые, метасоматического замещения.
Химизм пород.	Щелочные $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$.	Нормальные, изредка слабо пересыщенные глиноземом $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3$ $Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$. Микроклинизация.
Преобладающий метасоматический процесс в массивах. Изменения вмещающих пород. Абсолютный возраст (по биотиту), млн лет. Генезис.	Альбитизация. Не наблюдались. 1780 (вмещающие гнейсы — 1750—1790). Образованы путем внедрения магмы и последующего автометаморфического изменения.	Микроклинизация, эгиринизация. 2380—2420 (вмещающие гнейсы — 2620—2750). Образованы при процессе метасоматической мигматизации за счет вмещающих пород в начальную стадию и образованием или проникновением сиенит-анатектитов и пегматитов в конечную стадию.

пород вмещающего гнейсового комплекса. Абсолютная геохронология также различна для этих массивов. Образование сиенит-мигматитов относится к эпохе нижнего архея II, тогда как плутон Чагве-Уайв внедрился в карельскую эпоху щелочного магматизма. По-видимому, время образования пород плутона Чагве-Уайв можно сопоставлять со временем проявления щелочного магматизма в восточной части Кольского полуострова.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Породы серии сиенит-мигматитов района Поркозера и озера Репьявр. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. Эгиринсодержащие пироксены в породах серии сиенит-мигматитов. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Полканов А. А. Плутон щелочных пород Чагве-Уайв. Геология и петрология. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

Л. П. Бондаренко

ПАРАЧАРНОКИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО П-ОВА

В гнейсовых толщах архея центральной части Кольского полуострова (район к северо-западу от оз. Чудзьявр) выявлена зона парагнейсов и гранитоидов, претерпевших более молодой протерозойский метаморфизм гранулитовой фации. В этой зоне седиментогенной природы гранулитовые породы и чарнокитовые гнейсы переслаиваются с чарнокитизированными гранитоидами.

Описываемые здесь антипертитовые парачарнокиты встречены среди пород вышеупомянутой зоны на северо-восточном отроге горы Шошкурбаш. Они залегают в виде маломощных горизонтов (от 2.5 до 60 см) в толще гиперстено-роговообманковых гнейсов, ритмично переслаивающихся с гранатовыми и пироксеновыми гранулитами. В согласном залегании с толщей темных гнейсов находится более мощная толща светлых — силлиманито-гранато-биотитовых гнейсов, тонкопереслаивающихся с гранатовыми, гранато-гиперстеновыми гранулитами, эулизитами, анортито-гиперстеновыми микрогнейсами и магнетитсодержащими сланцами, охарактеризованными в статьях автора (1960, 1963). Предшествующими исследователями подобные парачарнокитам породы принимались за архейские гнейсо-граниты или лейкократовые микроклиновые граниты.

Термин «парачарнокит», впервые предложенный Паррасом в 1948 г., применим для пород с чарнокитовой минеральной ассоциацией, возникшей за счет парагнейсов. Автор присоединяется к мнению исследователей, считающих, что чарнокитовая минеральная ассоциация (гиперстен+калиевый полевой шпат+кислый или средний плагиоклаз) возникает метасоматическим путем в условиях сухой среды, высоких температур и давлений, т. е. гранулитовой фации метаморфизма за счет разнообразных по составу и генезису пород. Чарнокиты могут быть как кислого, так и основного состава.

Строение и состав пород ритмично-слоистой пачки из толщи гиперстено-роговообманковых гнейсов

Ритмично-слоистая пачка с 2 маломощными горизонтами парачарнокита залегает в прослое гиперстено-роговообманкового гнейса мощностью 5 м.

На рис. 1, а, б представлены разрезы одной ритмично-слоистой пачки в двух горизонтальных срезax. Она состоит из чередующихся полос-прослоев парачарнокита (светлого, крупнозернистого), пироксено-плагиоклазового гнейса (серого, мелкозернистого) и гиперстено-роговообманкового гнейса (темного, тонкосланцеватого). Каждая из полос отли-

чается по цвету, слоению и мощности. Мощность полос пород этой пачки колеблется от 3 мм до 5 см. По границе между парачарнокитом и пироксено-плагиоклазовым гнейсом видна зона переходной породы. Граница между пироксено-плагиоклазовым гнейсом и гиперстено-роговообманковым гнейсом резкая и прямолинейная. Первичная слоистость пород ритмичной пачки затушевана более поздними метасоматическими процессами, проявившимися главным образом в горизонтах пироксено-плагиоклазовых гнейсов, за счет которых, как будет показано ниже, и возникли парачарнокиты. Очевидно, первичная ритмичность нашей пачки имела только два ритма и состояла из 1) пироксено-плагиоклазового гнейса и 2) гиперстено-роговообманкового гнейса (аналогов мергелистых осадков

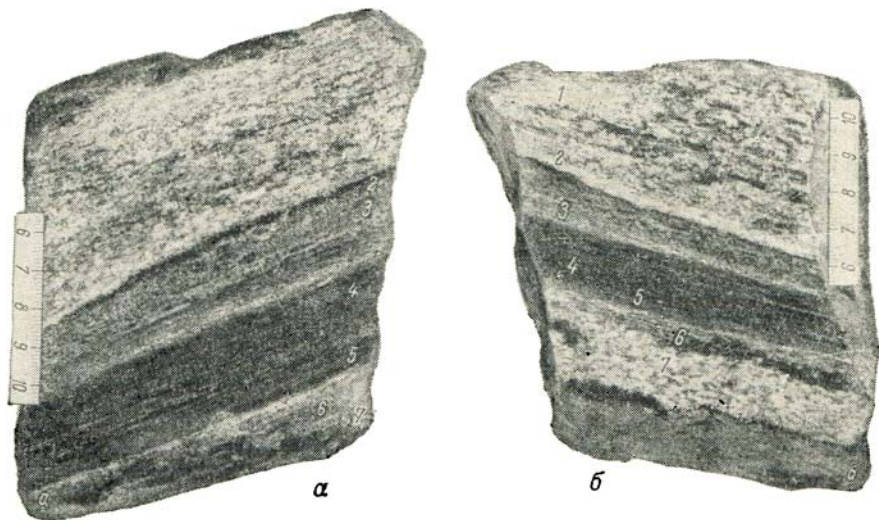


Рис. 1. Разрезы одной ритмично-слоистой пачки в двух горизонтальных срезах. Обр. 547.

1, 7 — антипертитовый парачарнокит, 2 — аплитовидная разновидность парачарнокита; 3, 6 — порода переходной зоны; 4 — гиперстено-роговообманковый гнейс; 5 — пироксено-плагиоклазовый гнейс.

с переменным содержанием окислов железа и извести). Наблюдающееся в пачке как бы трех- и даже четырехритмовое деление является вторичным, наложенно-метаморфическим.

Двухэлементные ритмы, как показали наши исследования, четко представлены в гранулитах, в которых переслаиваются две разновидности — гранатовые и эгирин-диопсидовые гранулиты. Вместе с этим и во вмещающих ритмично-слоистую пачку и гранулиты гиперстено-роговообманковых гнейсах обнаруживаются микроритмы только с пироксено-плагиоклазовыми гнейсами. Признак ритмичной повторяемости слоев разного состава указывает на несомненно осадочное происхождение пород всей толщи гиперстено-роговообманковых гнейсов и в том числе пород ритмично-слоистой пачки.

По данным табл. 1 можно составить представление о количественно-минералогической характеристике всех разновидностей пород ритмично-слоистой пачки по разрезу (рис. 1, б). В парачарноките верхнего горизонта по ориентировке серого, пластинчатого кварца и гиперстена намечается метаморфическая сланцеватость, срезающая под небольшим углом слоистость ритмичных пород (полоса 1, рис. 1, а). В парачарноките, кроме того, пластинчатый (гранулитовый) кварц сопровождается крупнозернистым полевым шпатом светлой окраски. По нижней границе

№ прослов	Породы	Кварц, %	Плагиоклаз		Калиевый полевой шпат, %	Гиперстен	
			%	№		%	$\frac{Ng}{Np}$
1	Антипертитовый парачарнокит.	25.4—38.6	46.9—50.6	29—30	0—1.7 и в антипертитах.	2.8—9.4	$\frac{1.736}{1.721}$
2	Аплитоидная разновидность парачарнокита.	24.4	67.4	37—38	В тонких пленках.	1.6	—
3	Измененный пироксено-плагиоклазовый гнейс переходной зоны.	22.1	40.8	38—40	В антипертитах.	11.5	—
4	Гиперстено-рогово-обманковый гнейс.	—	48.7	48—50	—	5.3	$\frac{1.736}{1.716}$
5	Пироксено-плагиоклазовый гнейс.	1.5	63.2—69.3	45—48	—	11.0—11.9	$\frac{1.732}{1.716}$
6	Измененный пироксено-плагиоклазовый гнейс переходной зоны.	15.0—30.7	45.7—56.0	35—36	В антипертитах.	6.2—13.1	—
7	Лейкократовый парачарнокит.	29.0—41.9	34.0—58.1	36—37	± в антипертитах.	Ед. зер.	—

Примечание. Минералогический состав подсчитан на столике Андина; состав плагиоклаза

горизонта парачарнокита проходит тонкая полоска (1.5—2 мм) мелкозернистой лейкократовой породы, похожей на аплит, в составе которой важную роль играет пластинчатый кварц (полоска 2, рис. 1, б). В свою очередь по контакту измененного пироксено-плагиоклазового гнейса отмечаются скопления цветных минералов: граната, гиперстена, иногда биотита (полоска 2, рис. 1, б). В измененном пироксено-плагиоклазовом гнейсе (полоска 3, рис. 1, б), непосредственно граничащем с парачарнокитом, наблюдаются полоски из лейкократовых минералов и порфиробласты граната с ореолами из таких же минералов. В гиперстено-рогово-обманковом гнейсе (прослой 4, рис. 1, а, б) пластинчатого кварца нет, но в нижней части слоя появляются жилки из более крупнозернистого и менее темного плагиоклаза и редкого кварца. Пироксено-плагиоклазовый гнейс следующего прослоя (полоска 5, рис. 1, б) только у лежачего бока обогащен кварцево-полевошпатовыми полосами и порфиробластовым гранатом (полоска 6, рис. 1, б), а затем через постепенный, неровный контакт с прерывистой каймой из темных минералов переходит в лейкократовый парачарнокит (просл. 7, рис. 1, б). Состав лейкократового парачарнокита меняется по падению пласта до измененного парагнейса и мезократового парачарнокита. Пятнистый серый парачарнокит через лейкократовую разновидность переходит в осветленный парагнейс (3) такой же структуры (рис. 2). По сравнению с породой переходной зоны серый парачарнокит имеет более светлую окраску, так как в нем больше деанортитизированного плагиоклаза (всегда более светлого микроскопически) и серого пластинчатого кварца (рис. 3).

На рис. 4, кроме того, можно видеть постепенный переход от исходного парагнейса (5) к микросланцеватому пироксено-плагиоклазовому гнейсу (6) с новообразованиями (преимущественно из лейкократовых составляющих), а затем к светлому лейкократовому парачарнокиту (7).

оруд из ритмично-слоистой пачки (обр. 547)

Монокл. пироксен		Биотит		Гранат, %	Роговая обманка		Магнетит, %	Мощность прослоев, в см
%	$\frac{Ng}{Np}$	%	$(Ng = Nm)$		%	$\frac{Ng}{Np}$		
—	—	10.0—12.2	1.660	—	—	—	2.4	5
—	—	6.6—	1.677	—	—	—	—	0.4—0.8
9.1	—	6.2	1.668	6.0	—	—	4.3	0.7—2.0
10.5	—	—	—	—	31.4	$\frac{1.696}{1.677}$	4.1	1.2
10.0—10.9	$\frac{1.725}{1.699}$	—	—	—	0.9—4.2	—	5.4—5.5	0.3
7.3	—	4.7—7.8	1.668	0—11.2	—	—	0—2.3	0.4—0.8
—	—	0—3.0	1.668	0—34.0	—	—	—	1.2—2.0

измерен иммерсионным методом; показатели преломления измерены М. В. Терентьевой.

Лейкократовый и серый парачарнокиты взаимосвязаны друг с другом, они образованы по пироксено-плагноклазовым гнейсам.

Минералы и химия парачарнокитов

Антипертитовые парачарнокиты — это серые, лейкократовые, с отчетливо гнейсовидной текстурой, существенно кварцево-плагноклазовые породы. Серые мезократовые парачарнокиты имеют больше цветных минералов (биотит + гиперстен), а плагноклаз в них более кислый и почти всегда с антипертитовым калиевым полевым шпатом. В лейкократовых, т. е. светлых, парачарнокитах плагноклаз более основной, и антипертитового калиевого полевого шпата в нем мало. Из цветных минералов преимущественно развит гранат. Постоянно встречающаяся полосчатость в парачарнокитах обусловлена общей направленностью к группированию цветных составляющих в полосы. Иногда она подчеркивает унаследованность текстуры замещенного гнейса, как видно на рис. 5. Оптические свойства минералов как в темных, так и светлых полосах постоянно оказываются одинаковыми.

В состав парачарнокитов входят плагноклаз, кварц, калиевый полевой шпат, гиперстен, моноклинный пироксен, биотит, гранат и фибролит, а также следующие постоянные минералы-примеси: магнетит, ильменит, циркон, монацит, апатит и иногда пирит. Вариации в количественно-минералогическом составе парачарнокита приведены в табл. 1.

Плагноклаз гранобластовый, в лейкократовой разновидности сравнительно основной (№ 36—38). Крупные идиоморфные зерна плагноклаза постоянно имеют антипертитовые вроски калиевого полевого шпата. Содержание анортита в таком плагноклазе снижается до 29%.

К в а р ц ленточный и гранобластовый. Симплектитовый каплевидный кварц появляется в порфиробластовом плагиоклазе и в биотите, замещающем гиперстен.

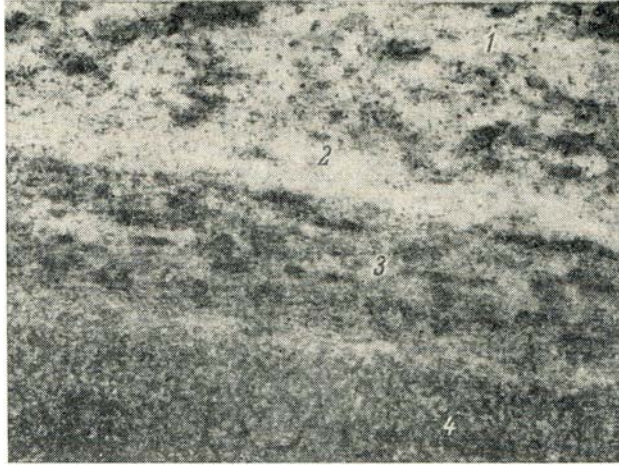


Рис. 2. Пятнистый антипертитовый парачарнокит (1) через лейкократовую разновидность (2) переходит в осветленный парагнейс такой же текстуры (3), граничащий с гиперстено-роговообманковым гнейсом (4). Обр. 547. Увел. 2.

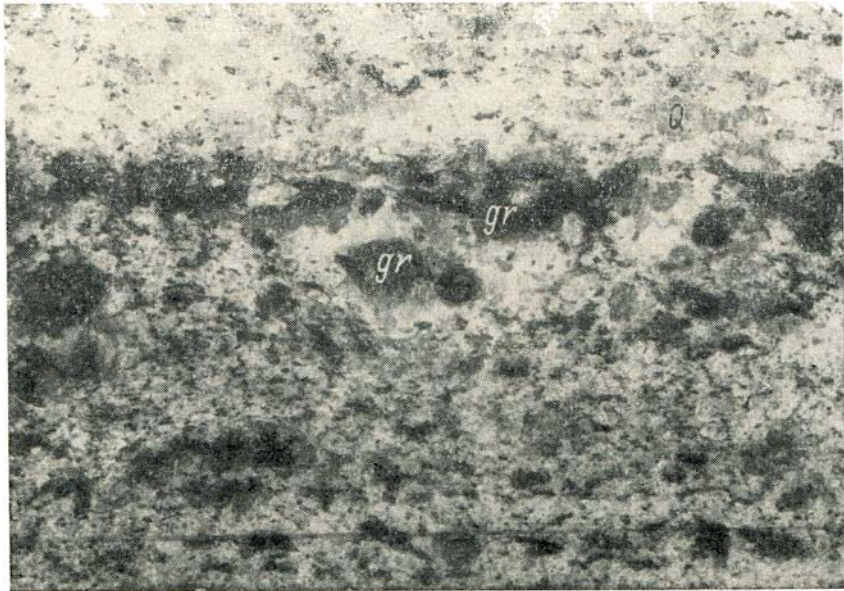


Рис. 3. Антипертитовый парачарнокит с пластинчатым — гранулитовым — кварцем (Q), светлый прослой. Порфиробластовый гранат (gr) с каймой из лейкократовых минералов развит в породе переходной зоны. Обр. 547. Увел. 2.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т преимущественно развит в антипертитовых вростках в порфиробластовом плагиоклазе или в виде тонких пленок вокруг зерен плагиоклаза, где иногда наблюдается и фибролит,

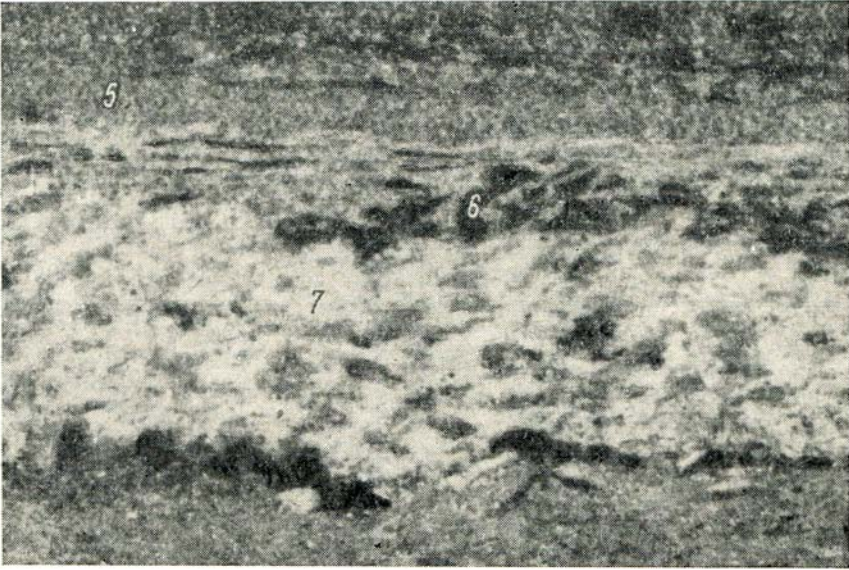


Рис. 4. Перекристаллизация пироксено-плагиоклазового гнейса (5) в лейкократовый парачарнокит (7). Зона переходной породы (6) состоит из реликтовых участков гнейса и новообразований — из кварца, актинолитового плагиоклаза и граната. Обр. 547. Увел. 2.

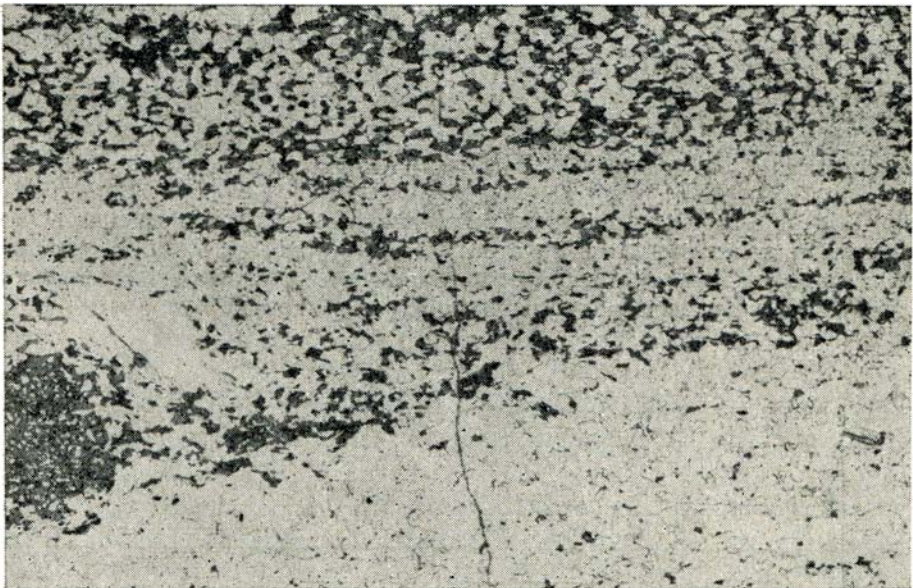


Рис. 5. Унаследованная полосчатость в актинолитовом парачарноките. Вверху прослой исходного парагнейса. Шл. 547. Увел. 4 без анализатора.

кроме того, в виде каемок вокруг пластин биотита. Мезостатический в мелких зернах микроклин редок, он обычно замещает плагиоклаз.

Гиперстен с варьирующими показателями преломления: $Ng \geq 1.730-1.736$ зеленый и $Np \leq 1.712-1.721$ красно-розовый. Содержание гиперстена в породе колеблется от 0 до 11.5%. Более крупные, типа пор-

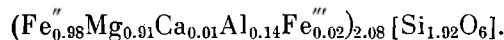
Таблица 2

Химические составы минералов и пород
(с указанием показателей преломления минералов и минерального состава пород)

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO ₂ . .	49.56	35.52	70.40	62.62	57.40
TiO ₂ . .	0.12	3.45	0.25	0.70	0.88
Al ₂ O ₃ . .	3.34	16.39	15.39	17.74	17.11
Fe ₂ O ₃ . .	0.79	2.59	0.63	1.00	0.82
FeO . .	30.24	18.36	2.74	3.60	8.71
MnO . .	0.15	0.03	0.02	He обн.	0.30
MgO . .	15.72	10.36	1.36	2.70	6.20
CaO . .	0.34	0.64	3.52	5.08	7.96
Na ₂ O . .	—	0.40	3.78	4.16	0.96
K ₂ O . .	—	8.66	1.71	1.66	0.10
H ₂ O . .	—	3.74	0.02	0.08	0.10
П. п. п. .	—	—	0.30	0.32	—
Сумма . .	100.26	100.14	100.12	99.66	100.54
$Ng \geq 1.736$ $Nm = 1.732$		$Ng = Nm = 1.660$	Qu — 37.7 Pl ₍₂₉₋₃₀₎ — 51.1	Qu — 26.7 Pl _(32.35-38) — — 62.5	Qu — 8.7% Pl ₍₉₀₎ — 62.0%
$Np \leq 1.721$			KFsp — 1.5 Bt — 7.0 Hyp — 2.4 Mgt — 0.3	Bt — 8.1 Hyp — 2.5 Ap — 0.2	— Hyp — 26.5% TiMgt — 2.8%

Примечание. 1 — гиперстен из антипертитового парачарнокита (обр. 547-1); 2 — биотит из антипертитового парачарнокита (обр. 547-1); 3 — антипертитовый парачарнокит из верхнего горизонта ритмичнослойистой пачки (обр. 547-1). Северо-восточный отрог горы Шошкурбаш; 4 — антипертитовый парачарнокит (обр. 17г). Северо-восточный отрог горы Шошкурбаш; 5 — анокрито-гиперстеновый микрогнейс (обр. 566а) того же района. Химик-аналитик В. Д. Бугрова.

фиобластов, зерна гиперстена находятся в пространственной связи с пластинчато-жилковатым гранулитовым кварцем. В табл. 2 (анализ 1) дан химический анализ гиперстена из антипертитового парачарнокита горизонта 1. Кристаллохимическая формула гиперстена



Гиперстен (1) из парачарнокита, как видно из табл. 3, является более железистым, чем гиперстен (2) анокрито-гиперстенового микрогнейса из

Таблица 3

Сравнение свойств гиперстенов

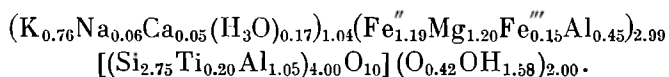
	Mg	Fe ^{'''}	FeO : (FeO + + MgO)	Al ₂ O ₃
	(Mg + Fe ^{''} + + Fe ^{'''} + Mn)	Fe ^{''} + Fe ^{'''}		
Гиперстен 1	0.472	0.02	0.522	3.34
Гиперстен 2	0.575	0.01	0.410	2.24

глиноземистой толщии, согласно залегающей с толщией гиперстено-рогово-обманковых гнейсов на отроге горы Шошкурбаш. По сравнению с составом гиперстена других пород гранулитового комплекса (зулизитов, гиперстено-магнетитовых сланцев) он беден железистым компонентом, но сравнительно богат Al_2O_3 .

Моноклинный пироксен бесцветный, обычно присутствует в породе переходной зоны. Светопреломление его ($Ng \geq 1.725$, $Np \leq 1.699$) такое же, как у пироксена из пироксено-плагноклазового гнейса. Железистость моноклинного пироксена ниже железистости гиперстена. Моноклинные пироксены диопсид-геденбергитового ряда гранулитов этого района характеризуются значительно более высокой железистостью.

Биотит красно-бурого цвета с варьирующим светопреломлением ($Ng=Nm=1.660-1.668$) нередко группируется у зерен гиперстена, на отдельных участках развит без гиперстена. В парачарноките первого прослоя наблюдаются как бы 2 биотита, имеющих одинаковую окраску и светопреломление (1.660): биотит, замещающийся калиевым полевым шпатом в виде оторочек (иногда с фибролитом), и биотит, замещающий гиперстен в виде симплектитов с кварцем; последнего в породе мало. Зелено-бурый биотит с $Ng=Nm=1.677-1.679$ замещает гранат; он был отмечен в полосках, богатых цветными минералами.

Химический анализ красно-бурого биотита из антипертитового парачарнокита приведен в табл. 2 (анализ 2). Кристаллохимическая формула биотита



Биотит (1) парачарнокита по своим химическим свойствам, как видно из табл. 4, отличается от биотита (2), развивающегося по гиперстену из анортито-гиперстенового микрогнейса.

Таблица 4

Сравнение свойств биотитов

	H ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	К		Железистость в мол. % FeO: (MgO + FeO)	Ng=Nm
				Na + K	Mg (Mg + Fe'' + Fe''' + Mn)		
Биотит 1	3.74	3.45	2.59	1.0	0.435	0.495	1.660
Биотит 2	2.68	4.98	1.13	0.9	0.720	0.283	1.649

Биотит парачарнокита является более железистым; в нем выше содержание Fe₂O₃ и H₂O, и меньше TiO₂; сравнительно низкая железистость биотита (2), вероятно, является следствием гистерогенной природы его, на что указывает Коржинский (1962). Железистость биотита в парачарноките лишь немногим меньше железистости ассоциирующегося с ним гиперстена. Для чарнокитовых пород Финляндии К. Паррас (1948) также отмечает близкую железистость сосуществующих биотита и гиперстена.

Гранат образует редкие и сравнительно крупные порфиробласты. В них отмечается гранат двух составов. Большая часть зерен, слагающих порфиробласт, имеет $N=1.798+0.002$; гранат с меньшим $N=1.794+0.001$ наблюдается в малых количествах и, очевидно, образовался раньше первого. Порфиробласты граната окружены ореолом из лейкократовых минералов — кварца и антипертитового плагноклаза (рис. 3).

Минералы парачарнокита образовались последовательно и представлены тремя генетическими типами:

1) реликтовые минералы первичного гнейса — видоизмененные плагиоклазы, пироксены, магнетит;

2) минералы высокотемпературного парагенезиса — пластинчатый кварц, порфиробластовый гиперстен, калиевый полевой шпат в антипертитах и, возможно, биотит, который замещается калиевым полевым шпатом;

3) минералы, новообразованные вслед за высокотемпературным парагенезисом, — биотит, порфиробластовый гранат и ассоциирующиеся с ним кварц и калиевый полевой шпат. Минералы 2-го и 3-го типов представляют 2 стадии одного последовательного процесса образования парачарнокита; фибролитом завершается процесс минералообразования.

В табл. 2 приведен химический состав антипертитового парачарнокита (анализ 3) из ритмично-слоистой пачки, а также антипертитового парачарнокита из более мощного горизонта (60 см), непосредственно граничащего с гиперстено-роговообманковым гнейсом, и анортито-гиперстенового микрогнейса, близкого по составу к пироксено-плагиоклазовым гнейсам из ритмично-слоистой пачки. Все 3 породы развиты недалеко друг от друга на северо-восточном отроге горы Шошкурбаш. Парачарнокиты имеют сравнительно высокое Na_2O и заметное преобладание Na_2O над K_2O . Закисного железа в этих породах всегда больше, чем окисного. MgO всегда меньше, чем FeO . В парачарнокитах ритмично-слоистой пачки отмечается, кроме того, высокое содержание SiO_2 . Ничтожно мало количество MnO и всегда есть примесь TiO_2 .

Минеральные ассоциации парачарнокитов

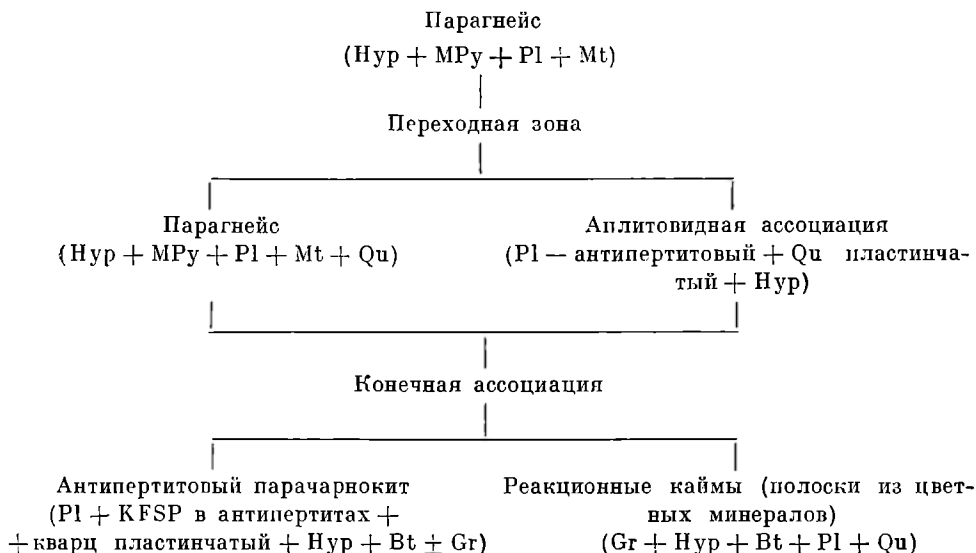
Полосчатость и неоднородность парачарнокитов обусловлена сменой минеральных ассоциаций. В парачарнокитах из ритмично-слоистой пачки выделяются 4 минеральные ассоциации:

- 1) Pl (29—30) + Qu + Hup + Bt + KFSP в антипертитах,
- 2) Pl (37—38) + Qu ± Bt,
- 3) Pl (37—38) + Qu ± Hup,
- 4) Pl (35—38) + Qu + Hup + Gr + KFSP в антипертитах ± ± (моноклинный пироксен + магнетит).

Минеральная ассоциация 1 антипертитового парачарнокита является наиболее типичной; она состоит из минералов высокотемпературного парагенезиса и видоизмененных минералов первичного парагнейса. Ассоциации 2 и 3 богаты пластинчатым кварцем, а также плагиоклазом с повышенным процентом анортита и бедны антипертитовым калиевым полевым шпатом. Представляя лейкократовую разновидность парачарнокита, эта ассоциация развита на границе между антипертитовым парачарнокитом и породой переходной зоны. Ассоциация 4 характеризует переходную зону измененного парагнейса и отдельные участки лейкократового парачарнокита. Это типичная неравновесная ассоциация, в нее входят минералы 2-го и 3-го типов и реликтовые минералы малоизмененного парагнейса.

О значении привноса кремнезема и щелочей при образовании парачарнокитов

Последовательная перекристаллизация пироксено-плагиоклазового парагнейса в чарнокитовую минеральную ассоциацию представляется следующей схемой:



При превращении пироксено-плагиоклазового гнейса в парачарнокит уже в переходной зоне отмечается появление в значительных количествах кварца, в малых — биотита, а также калиевого полевого шпата в антипертитах. Одновременно с этим уменьшается количество плагиоклаза и анортитового компонента в нем. Кроме того, происходит заметное уменьшение количества пироксена. В парачарноките по сравнению с переходной породой происходит дальнейшее увеличение количества кварца, альбитового компонента в плагиоклазе, биотита и калиевого полевого шпата в антипертитах. Параллельно уменьшается количество гиперстена и значительно больше — моноклинного пироксена. Непрерывное понижение процента анортита в плагиоклазе по мере изменения пироксенового гнейса при метаморфическом процессе свидетельствует о постепенном повышении потенциала натрия (Коржинский, 1962). Вместе с этим более высокое содержание анортита в плагиоклазе лейкократового парачарнокита можно объяснить замещением натрия калием в плагиоклазах в связи с повышенной активностью K_2O . Близкая железистость сосуществующих биотита и гиперстена в парачарнокитах может указывать на экстремальный состав биотита, обладающего минимальной активностью K_2O и H_2O , но она выше экстремальной железистости (41%), по Д. С. Коржинскому (1962). В свою очередь наличие оторочек калиевого полевого шпата вокруг корродированных пластин биотита можно объяснить дальнейшим повышением активности K_2O , в результате которого экстремальный биотит замещается гиперстеном и ортоклазом согласно реакции В. С. Соболева (1947): биотит + кварц + (K_2O) = гиперстен + ортоклаз + H_2O . Таким образом, изменение минералогического состава исходного парагнейса в парачарнокит (чарнокитовую минеральную ассоциацию) осуществлялось при нарастающем потенциале щелочей (Na_2O и K_2O). Это подтверждается химией парачарнокита, если сравнивать его с анортито-гиперстеновым микрогнейсом, близким по составу с исходным гиперстено-плагиоклазовым парагнейсом.

Преобразование минералов исходных парагнейсов происходило при помощи собирательной перекристаллизации (порфиробластовый плагиоклаз и гиперстен) с одновременной деанортитизацией плагиоклаза, с появлением пластинчатого кварца и калиевого полевого шпата, что в свою очередь обусловлено привнесением вещества. Метаморфическая дифференциация способствовала обособлению полос из темно-цветных мине-

ралов. Перекристаллизация и привнос вещества осуществлялись в процессе метаморфизма гранулитовой фации, о чем свидетельствует высокотемпературный парагенезис антипертитового парачарнокита. В этой связи следует подчеркнуть, что в высокоглиноземистых гранулитовых гнейсах данного района наблюдаются микроклиновые гранитоиды с гранатом и силлиманитом, которые возникают за счет вещества гнейсов при кремнисто-щелочном метасоматозе в условиях завершающей стадии гранулитового метаморфизма (Бондаренко и др., 1963, гл. 6). Следовательно, чарнокитизация пироксеновых гнейсов может рассматриваться как одно из проявлений гранитизации в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Антипертитовые парачарнокиты по внешнему облику, минералогическому составу и химизму почти неотличимы от граудиорит-чарнокитов, тоже преимущественно антипертитовых в данном районе и изученных автором ранее (Бондаренко и др., 1963, гл. 3). Пример образования парачарнокита из ритмично-слоистой пачки по парагнейсу указывает поэтому на то, что происхождение исходного материала не отражается на конечной чарнокитовой минеральной ассоциации породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Л. П. Магнетитосодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Тр. Вост.-сиб. геол. инст., вып. 5, 1962.
- Маслеников В. А., Л. П. Бондаренко, Л. А. Прияткина, В. Б. Дагелайский, К. Д. Борисова. Граниты северо-восточной части Кольского полуострова. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 15, 1963.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного коростеньского плутона. Уч. зап. Львовск. гос. унив., сер. геол., вып. 5, 1947.
- Raigas K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in south-western Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., № 181, 1958.

А. И. Богачев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первулов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕЖДУРЕЧЬЯ ПЕЧЕНГИ—ЛОТТЫ

(СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО П-ОВА)

1. В междуручье Печенги—Лотты, занимающем северо-западную часть Нотозерского антиклинория, залегают породы кольской серии¹ (архей-катархей), которые на севере контактируют с осадочно-вулканогенными образованиями печенгской и тундровой серий и на юге с гиперстеновыми диоритами гранулитового пояса (нижний протерозой + архей) (см. рисунок).

Как известно, кольская серия представлена различными гнейсами (биотитовыми, амфиболовыми, гранато-биотитовыми с силлиманитом и кордиеритом), полевошпатовыми амфиболитами; тундровая серия — сланцеватыми амфиболитами, амфиболовыми, двуслюдяными, биотитовыми и другими сланцами.

¹ В составе комплекса пород, называемых автором кольской серией, по радиологическим данным установлены разновозрастные образования (см. статью А. А. Полканова в данном сборнике и его работы 1960 и 1961 гг.). В этой связи термин «серия» представляется неправомерным, лучше употреблять термин «комплекс». (Ред.).

В кольской и тундровой сериях встречены небольшие синорогенные интрузии ультраосновных пород офиолитового типа (по данным А. И. Богачева и Я. Х. Еселева, 1960; А. И. Богачева, В. А. Горелова и В. И. Кочнева-Первухова, 1962).

Породы этих 2 серий, а также и тела ультраосновных пород интенсивно мигматизированы плагиоклазовыми и плагио-микроклиновыми гранитами, вследствие чего переход от одной серии к другой происходит обычно через зону мигматитов.

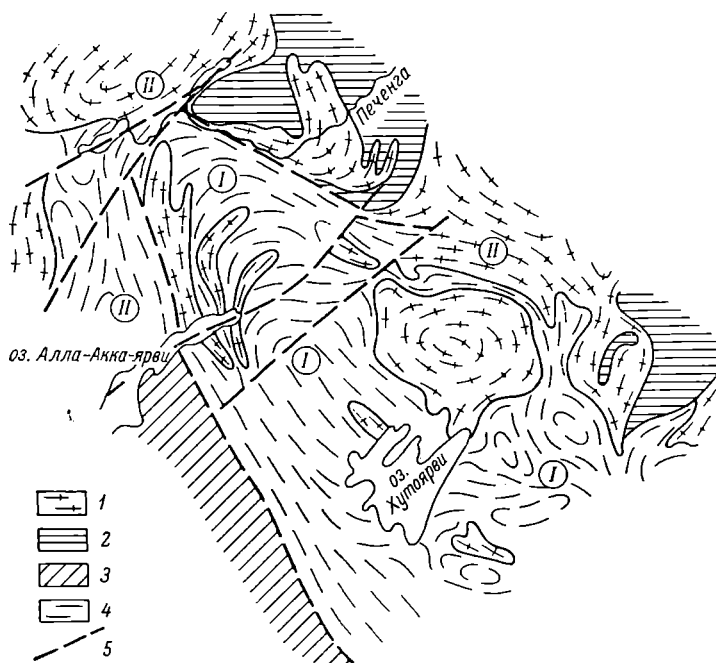


Схема геологического строения междуречья Печенги—Лотты.

1 — граниты, гранодиориты, кварцевые диориты; 2 — породы тундровой серии; 3 — породы гранулитовой серии; 4 — породы кольской серии; 5 — зоны выявленных тектонических нарушений. I — полосы Аллараченского блока; II — крайняя зона глубинных разломов.

Массивы гнейсо-диоритов, плагиоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов развиты в приконтактных зонах тундровой и кольской серий и в ядерных частях куполовидных структур в пределах кольской серии (см. рисунок).

Сланцеватые амфиболиты тундровой серии и полевошпатовые амфиболиты кольской серии, состоящие из переменных количеств роговой обманки и плагиоклаза (30—40% An), по своему химическому составу колеблются от оливинных базальтов до платобазальтов, что позволяет считать их ортоамфиболитами.

Большинство биотитовых, амфиболовых и биотито-амфиболовых гнейсов кольской серии является результатом мигматизации полевошпатовых амфиболитов, реликты которых всегда присутствуют среди полей мигматитов.

К парагнейсам относятся гиперглиноземистые разновидности с силлиманитом и кордиеритом, которые имеют очень незначительное распространение.

Аллареченский район			Печенгский
минерал или порода	место взятия образца	возраст (в млн лет)	минерал или порода
I. Осадочные и метасоматические			
1. Биотит из полевошпатового амфиболита.	Оз. Алла-Аккаярви.	1840	1. Филлит. 2. Филлит. 3. Гнейс.
II. Интрузивные			
1. Рудные сидеритовые оливиниты.	То же.	2500	1. Биотит из мигматита олигоклазового гранита по биотитовому гнейсу.
2. Слюдистые орто амфиболиты.	Гора Алксо-Айв.	1920	
3. Ослюденелый и окварцованный плагио-микроклиновый гранит.	Гора Широкая.	1840	
III. Жильные и метасоматические			
1. Слюдит в амфиболитах.	Р-н оз. Алла-Аккаярви.	1930	1. Биотит из гидротермальной жилы в пирротитах.
2. Слюдит из контакта плагиогранитов и перидотитов.	Оз. Алла-Аккаярви.	1780	2. Пирротин-пентландитовая руда.
3. Биотит из медно-никелевых руд эпигенетических.	То же.	1910	3. Сплошная пирротиновая руда. 4. Пирротин.

Примечание. Определения произведены в 1958 г. свинцовым методом в ИГЭМ АН СССР методом (А. А. Полканов, Э. К. Герлинг). Цифры, отмеченные звездочкой, определены по свинцовому методу.

Согласно исследованиям авторов, породы кольской и тундровой серий претерпели повторный метаморфизм, в результате чего возникли контакто-метасоматические образования и диафториты. Контактново-метасоматические образования (кальцифиры, скарны и скарноиды, биотито-кварцевые породы, биотитовые метасоматиты с пирротиновым оруденением и магнетитовые кварциты) образуются в контактовых зонах массивов плагио-микроклиновых гранитов с амфиболитами и телами ультраосновных пород. Диафториты (хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, эпидото-хлоритовые и другие сланцы) образуют узкие зоны в породах кольской серии вблизи контакта с тундровой и печенгской сериями.

2. Тектоника района очень сложная. Среди кольской серии выделяются Аллареченский блок и окружающая его краевая зона глубоких разломов. Для Аллареченского блока характерно развитие сравнительно небольших куполовидных брахиантиклинальных структур, разделенных синклинальными прогибами. В ядрах куполовидных структур залегают граниты, в синклинальных прогибах — полевошпатовые амфиболиты. В ядрах куполовидных структур углы падения пологие (5—15°), в крайних частях — крутые до вертикальных (инфраструктуры по Кранку, 1959). Краевая зона разломов обрамляет Аллареченский блок и отчленяет его

район		Ловнозерский район		
место взятия образца	возраст (в млн лет)	минерал или порода	место взятия образца	возраст (в млн лет)
морфические породы				
Месторождение Кам- микиви.	1720	1. Биотит из грану- лита.	Месторождение Ловнозеро.	1920
Печенгская серия.	1910			
Толща, подстилающая печенгскую серию.	1870			
ые породы				
К северо-востоку от оз. Куэтъярви.	1760 1810	1. Биотит из кварце- вого диорита.	Месторождение Ловнозеро.	1980
		2. Биотит из пегмати- та в поритах.	То же.	1960
		3. Биотит из пегмати- та в гранулитах.	»	1860
		4. Биотит из пегмати- та в рудных пори- тах.	»	1970
ические образования				
Месторождение Жда- новское.	1995	1. Биотит из пегма- тита в рудных жи- лах.	»	1890
Месторождение Каула.	1880 *			
То же.	1860 *			
Печенгский р-н.	1870 *			

А. П. Виноградов, С. И. Зыков, Л. С. Тарасов), в 1961—1962 гг. — ЛАГЕД АН СССР калий-аргоновым методом.

от тундровой и гранулитовой серий. Для краевой зоны характерны крутые линейные складки и дизъюнктивные нарушения сбросового типа. Отличительной особенностью краевых зон является также интенсивное развитие контактово-метасоматических образований, особенно биотитовых метасоматитов с пирротинным оруденением и магнетитовых кварцитов.

3. Размещение интрузий ультраосновных пород в пределах кольской серии контролируется небольшими синклинальными складками на крыльях куполовидных антиклинальных структур и главным образом разломами.

С интрузиями гарцбургитов и оливинитов генетически связано медно-никелевое сульфидное сингенетическое и эпигенетическое оруденение. Сингенетическое (вкрапленное) оруденение отделено от эпигенетического (сплошного) метаморфизмом самих интрузий, внедрением плагио-микроклиновых мигматитообразующих гранитов и образованием связанных с ними контактово-метасоматических пород (по данным авторов, полученным в 1962 г.). Сплошные эпигенетические руды содержат ксенолиты ослюденелых ультраосновных пород, плагио- и плагио-микроклиновых гранитов, кварцево-гранатовых контактово-метасоматических пород, а

также образуют небольшие жилы во вмещающих гранитах и полевошпатовых амфиболитах.

4. Возрастное положение печенгской, тундровой, гранулитовой и кольской серий к настоящему времени достоверно не определено (Харитонов, 1961).

Структурное положение кольской серии свидетельствует об ее более древнем возрасте по сравнению с тундровой и гранулитовой сериями.

Возраст кольской серии большинством исследователей принимается за архейский, гранулитовой — за верхнеархейский и тундровой — за нижнепротерозойский. Печенгская серия одним исследователем считается среднепротерозойского (ятулийского) возраста (Кратц, Шуркин, 1960), другими — нижнепротерозойского возраста (по данным Перевозчиковой, 1962).

В сводной работе А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961) комплекс гранулитов и печенгская серия отнесены к верхнему архею (беломордам, 2140—1900 млн лет). Немногочисленные определения абсолютного возраста печенгской серии, как отмечает А. А. Полканов, имеют противоречивые данные. А. А. Полкановым высказывается предположение, что самостоятельное развитие имеет формация верхнего архея в зоне Имандра—Варауга и в зонах «тундровых» формаций. Особо А. А. Полканов отмечает верхнеархейский возраст сульфидного оруденения норитов гранулитовой серии (Ловнозеро) как показатель возможной никеленосности формаций верхнего архея.

Сопоставление имеющихся данных абсолютного возраста (таблица) показывает, что определения, сделанные по биотиту, для пород печенгской, кольской и гранулитовой серий имеют сближенные значения (1800—1950 млн лет). Эти цифры соответствуют возрасту плагдио-микроклиновых гранитов и связанных с ними контактово-метасоматических образований, эпигенетических руд (!), а также мигматитов, подстилающих печенгскую серию.

Одновозрастность эпигенетических никелевых руд Печенгского и Аллареченского районов подтверждается также определениями по свинцу для руд Печенги (1860—1880 млн лет).

Принимая во внимание, что значения возраста контактово-метасоматических образований могут быть завышены, для гранитов и связанного с ними наложенного контактового метаморфизма принят нижнепротерозойский возраст. Исходя из этого можно считать, что в нижнем протерозое породы печенгской, тундровой, гранулитовой и кольской серий подверглись интенсивной гранитизации и участвовали в раннекарельской складчатости, в которой породы кольской серии принимали участие как жесткая глыба, в результате чего сохранились их первоначальные куполовидные структуры, не характерные для остальных серий.

5. В пределах Аллареченского блока имеются 2 основных типа сульфидного оруденения — никеленосное халькопирито-пентландито-пирротинное и неникеленосное пирротинное с графитом.

Как уже упоминалось выше, сингенетические и эпигенетические никелевые руды разделены во времени внедрением плагдиоклазовых и плагдио-микроклиновых гранитов и формированием связанных с ними контактово-метасоматических образований.

Неникеленосное пирротинное оруденение с графитом является наложенным по отношению к определенному типу контактово-метасоматических образований.

Таким образом, решение вопроса о связи гранитов и сульфидных руд в данном районе во многом зависит от правильного понимания роли контактово-метасоматических процессов в ходе рудоотложения.

Установление в северо-западной части Кольского п-ова зоны глубинных разломов с приуроченной к ней сульфидной минерализацией должно иметь важное значение для будущих работ. Не исключена возможность, что по этим зонам происходило проникновение в верхние структурные этажи постмагматических растворов нижнепротерозойских гранитов, обусловивших переотложение сингенетических и образование эпигенетических руд Печенги.

6. Для северо-западной части Кольского п-ова принципиальное значение имеет вопрос о никеленосных эпохах. Принадлежат ли никеленосные интрузии Печенгского, Аллареченского и Ловнозерского районов к единой верхнеархейской—нижнепротерозойской эпохе (Козлов, 1960) или нескольким — верхнеархейской—нижнепротерозойской и архейской—катархейской? Геологические исследования не дают оснований для выделения 2 самостоятельных никеленосных эпох. Однако по некоторым петрохимическим особенностям никеленосные интрузии Печенгского и Аллареченского районов отличаются друг от друга.

Диапазон дифференциации печенгских интрузий значительно больший (от гипербазитов до эссекситов) (Елисеев, Горбунов и др., 1961), чем аллареченских гипербазитовых интрузий. В печенгских интрузиях из группы пироксенов присутствует только авгит, сульфидное оруденение приурочено к начальным гипербазитовым разностям пород, помимо сульфидного, имеется титаномагнетитовое оруденение. В Аллареченских интрузиях из пироксенов присутствует только гиперстен, сульфидное оруденение увеличивается к поздним членам комагматической серии, титаномагнетитовое оруденение не развито, но зато устанавливается повышенное содержание хрома. Единичное определение абсолютного возраста рудных оливинитов Аллареченских интрузий (2500 млн лет) свидетельствует в пользу существования 2 разновозрастных никеленосных интрузий в этих двух районах, на что указывал А. А. Полканов (Полканов и Герлинг, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Л. С. Тарасов, С. И. Зыков. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, 1959.
- Елисеев Н. А., Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев, В. А. Масленников и К. Н. Уткин. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 10, 1961.
- Козлов Е. К. Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова. В сб.: Металлогения докембриков и древних подвижных зон. Докл. II Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископ. и прогнозным картам, ч. I, Киев, 1960.
- Крафт К. О., К. А. Шуркин. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Полканов А. А., Э. К. Герлинг. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. IX, Изд. АН СССР, 1960.
- Krank E. H. On the folding movements in the zone of the basement. Geol. Rundschau, № 46, 1959.

ГРАНАТЫ КАК КРИТЕРИЙ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕГМАТИТОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

(СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКИЙ ПЕГМАТИТОВЫЙ ПОЯС)

Введение

Предлагаемая статья развивает те методические исследования зависимости состава пиральспитов от геологии включающих их метаморфических и ультраметаморфических комплексов, которые проводятся сотрудниками Лаборатории геологии докембрия АН СССР при тесном сотрудничестве и геологов, и химиков-аналитиков, среди последних главным образом В. С. Быковой и В. Д. Бугровой. За период 1957—1962 гг. были изучены пиральспиты метаморфизованных аналогов пелитов различных районов докембрия: Алданский регион и Становой хребет — Г. М. Другова; Восточные Саяны — Л. П. Никитина и И. Н. Крылов; Мамский район — Д. А. Великославинский, Ю. М. Соколов и Б. В. Петров; Кольский полуостров — Л. П. Бондаренко и В. Б. Дагелайский, а также пиральспиты пегматитов: Мамский район — Ю. М. Соколов; Северное Прибайкалье — М. М. Мануйлова; Карелия — Ю. В. Никитин и М. Е. Салье.

В результате этих исследований пиральспиты были геологически классифицированы по содержанию в них основных компонентов (альмандина—спессартина—пироп), определенных для эпидото-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и для пегматитовых провинций различной минерализации — керамической, слюдоносной и редкометальной.

Продолжая эти исследования, Ю. М. Соколов в этой статье впервые делает попытку по составу гранатов пегматитов одной из областей Северо-Байкальского пегматитового пояса (водораздел рек Чая—Чуя) выделить в ней зоны пегматитов различной минерализации и установить между ними границу.

Кроме того, здесь же В. С. Быковой, В. Д. Бугровой и С. Н. Васильевой излагаются новые данные по методике анализа гранатов.

Геология

Главные черты геологии, метаморфизма и пегматитообразования Северо-Байкальского пегматитового пояса рассмотрены в обобщающих работах сотрудников Мамской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР (Великославинский и др., 1957, 1962; Соколов и др., 1962; Великославинский, Казаков и Соколов, 1963).

Как следует из этих работ, Северо-Байкальский пегматитовый пояс, простирающийся вдоль юго-восточного края Сибирской платформы, включает последовательно с северо-востока на юго-запад слюдоносную, керамическую и редкометальную пегматитовые провинции. При этом пегматиты слюдоносной и керамической провинций находятся в породах мамской серии, метаморфизованной соответственно в кианито-альмандиново-мусковитовой и силлиманито-альмандиново-мусковитовой субфациях амфиболитовой фации метаморфизма, а редкометальные пегматиты, по данным М. М. Мануйловой, располагаются в комплексе пород, метаморфизованных в условиях кордиерито-антофиллитовой субфации при значительном развитии в породах явлений микроклинизации, зон расслабления и явлений низкотемпературного диафтореза зеленосланцевой фации метаморфизма. Геологическая граница между слюдоносной и

керамической пегматитовыми провинциями, установленная в 1959 г. Ю. М. Соколовым, пространственно совпадает с изоградой силлиманита (р-н Большой излучины р. Б. Чуи и водораздел рек Тукулах—Б. Чуя).

Область сочленения керамической или слабослюдоносной и редкометальной провинций, изученная Ю. М. Соколовым и Ю. Н. Козырьковым в 1962 г., располагается на водоразделе между левыми притоками верхнего течения р. Б. Чуи (рр. Амутберен, Якса) и правыми притоками р. Чаи (рр. Амутберен, Тупо).

Согласно этим исследованиям, на правом водоразделе р. Чаи в субмеридиональной полосе между ее притоками, р. Амутберен (верхнее течение) и р. Магданой (среднее течение), обнажаются породы мамской серии, метаморфизованной в условиях силлиманито-альмандиново-мусковитовой субфации амфиболитовой фации при широко проявленных процессах мигматизации и низкотемпературного диафтореза зеленосланцевой фации. Мигматиты здесь составляют около 50% всей площади, а собственно породы мамской серии образуют выдержанные на значительные расстояния горизонты и встречаются в виде «неустойчивых реликтов» полос и пятен среди сплошных полей мигматитов. В то же время стратиграфическая последовательность свит исследованной области в той или иной мере совпадает со стратиграфическим разрезом мамской серии, изученной нами в районе водораздела рек Тукулах—Налимды, а также с разрезом, установленным далее на северо-востоке, в районе слюдоносных месторождений (Великославинский и др., 1962).

В структурном отношении метаморфические породы и мигматиты мамской серии здесь слагают опрокинутую в сторону Чуйской глыбы сложную изоклиналичную синклиналь, ограниченную с северо-запада и юго-востока зонами надвигов; падение ее крыльев на юго-восток происходит под углами 50—70°. В ее центральной части в области водораздела рек Тупо—Асиктаха—Налимда метаморфические породы образуют вытянутый в северо-восточном направлении брахиантиклинальный купол (асиктохинская брахиантиклиналь). Эта антиклиналь, шириною около 15 км, согласно нашим работам 1957 г., далее на северо-восток сочленяется с аналогичной Тукулахской структурой и является, таким образом, частью центральной антиклинальной структуры мамской серии, описанной в работе Д. А. Великославинского и др. (1963). Северо-западное и юго-западное крылья этого купола плавно переходят в линейные, также вытянутые в северо-восточном направлении обычно изоклиналичные складки.

Необходимо особо подчеркнуть, что породы мамской серии в изученном районе стыка редкометальных и керамических пегматитов в обоих крыльях синклинория метаморфизованы одинаково в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Так, на крыльях синклинали, прилегающих к зонам надвигов (юго-восточное крыло — верховья левых притоков р. Б. Чуи, северо-западное крыло — правый водораздел р. Магдана), и там и тут обнажаются породы кварцито-гнейсовой свиты и ставролитового горизонта,¹ который Д. А. Великославинским сопоставляется с тепторгинской серией (Великославинский, Петров, 1962). В связи с тем что породы имеют преимущественно кремнистый состав, мигматизация в них развита слабо.

Залегающие выше существенно глиноземистые породы нижней свиты глиноземистых сланцев и свиты известково-силикатных пород, за исключением прослоев мраморов и кварцитов, сохранились только в виде реликтов среди мигматитов, так как степень мигматизации в пределах распространения этих свит наивысшая. Крылья асиктохинского купола

¹ Названия свит даны по сводной работе Д. А. Великославинского и др., 1957.

сложены породами верхней свиты глиноземистых сланцев, а в его ядро входят горизонты свиты известково-силикатных пород, в которых мигматизация проявлена незначительно.

Пегматиты

Основная масса жил изученного района располагается в области асиктохинской антиклинали и образует, таким образом, зону обильного насыщения, аналогичную с одноименными зонами керамической и слюдоносной провинций (Великославинский и др., 1963). В области линейных складок как к северо-западу, так и к юго-востоку от антиклинали пегматиты встречаются в виде редких кустов или одиночных групп жил, обычно ориентированных в северо-восточном направлении. Размер жил изменяется от первых десятков сантиметров до 5—8 м мощности при длине от 2—5 до 100 м при широких вариациях в ту и другую сторону.

Текстуры жил обычно массивные, участками зональные, редко симметрично-зональные. Породы пегматита: преобладает гранитная, аплитовая и мелкозернистая пятнисто-сегрегационная структурные разновидности, графическая и блоковая структурные разновидности встречаются редко. Процессы перекристаллизации пегматитов развиты слабо.

Отсутствие ярко выраженной мусковитизации, аналогичной мусковитизации жил слюдоносной и (или) керамической провинций, и, с другой стороны, типичной альбитизации и аманитизации жил редкометалловой провинции не позволяет однозначно решить вопрос о принадлежности жил к тому или иному типу. Поэтому главным критерием для установления этого является исследование состава граната пегматитовых жил.

Пиральспиты пегматитов и метаморфических пород (Тройная диаграмма)

Характеристики пиральспитов пегматитовых жил провинций северо-байкальского пегматитового пояса сведены в табл. 1 (Соколов, Быкова и

Таблица 1

Характеристика пиральспитов пегматитов северо-байкальского пегматитового пояса

(Соколов, Быкова и Мануйлова, 1962)

Провинции	Молекулярный состав (в %)					Показатель преломления
	альмандин	спессартин	пирроп	андрадит	гроссуляр	
Керамическая . . .	65.8—70.0	5.5—15.2	12.2—23.0	0—6.8	0—6.0	1.802—1.814+ +0.005
Слюдоносная . . .	57.0—75.2	13.8—35.7	4.4—12.6	0—6.2	0—7.8	1.796—1.809+ +0.005
Редкометалловая . .	34.6—51.2	43.0—53.6	0.5—1.6	0—9.0	0—1.8	1.802—1.812+ +0.005

Примечание. Общая железистость гранатов рассчитывалась по формуле $\frac{(Fe_2O_3 \times 2) + FeO + MnO}{(Fe_2O_3 \times 2) + FeO + MnO + MgO + CaO}$. Гроссуляр оказывает существенное влияние на показатель преломления гранатов, поэтому знаменатель рассчитывался с окисью кальция.

Мануйлова, 1962, стр. 544—545, данные табл. 4). Из нее следует, что пиральспиты жил различных пегматитовых провинций существенно различаются по своему составу.

Отмеченные в табл. 1 различия в составе пиральспитов объясняются неограниченным изоморфизмом их компонентов, обусловленным в первую очередь изменением температуры формирования включающих пегматиты метаморфических комплексов (Великославинский и Соколов, 1960). Этот изоморфизм идет при взаимном ионном замещении двухвалентных марганца, железа и магния, имеющих близкие ионные радиусы ($Fe^{+2} = 0.80$, $Mg^{+2} = 0.74$, $Mn^{+2} = 0.91$, по Н. В. Белову и Г. Б. Бокию, Григорьеву, 1962).

Чрезвычайно важно отметить, что этот процесс не зависит от химического состава пород пегматита. Так, например, общая железистость гранатов в среднем увеличивается от высокотемпературных керамических пегматитов к более низкотемпературным слюдоносным и еще более — к низкотемпературным редкометальным. В то же время общая железистость различных пород пегматитов во всех указанных провинциях характеризуется величинами, резко отличными от соответствующих значений железистости в гранатах (рис. 1) (железистость для пород пегматита рассчитана по данным: Великославинский и др., 1962, стр. 296, табл. 9; для гранатов — по данным: Соколов и др., 1962, стр. 544—545, табл. 4).

Роль и направленность процессов ионного замещения в гранатах метаморфических аналогов пелитов при повышении степени метаморфизма рассмотрена Б. А. Стёртом (Sturt, 1962). Согласно его выводам, основанным на данных Мияширо и Ламберта, устанавливается, что с повышением степени метаморфизма в гранатах соответственно уменьшается молекулярный объем в связи с замещением больших катионов Ca^{+2} и Mn^{+2} более мелкими Fe^{+2} и Mg^{+2} , что в свою очередь приводит к уменьшению в этом отношении CaO и MnO . В связи с этим отношение $CaO + MnO : FeO + MgO$ является чувствительным индикатором различия степени метаморфизма.

По нашим исследованиям, для гранатов пегматитов, образовавшихся при разных температурах, это правило вполне применимо относительно MnO , FeO и MgO и не подтверждается в отношении CaO (Соколов и др., 1962, стр. 544—545, табл. 4).

При нанесении составов гранатов пегматитов на диаграмму катионов ($CaO + MnO : FeO + MgO$), приводимую Стёртом для гранатов метаморфических пород, представляется возможность сравнить их показатели и тем самым судить об относительных термодинамических условиях их образования (рис. 2).

1. Гранаты керамических пегматитов располагаются в широком диапазоне от среднетемпературной гранатовой до высокотемпературной силлиманитовой зоны.

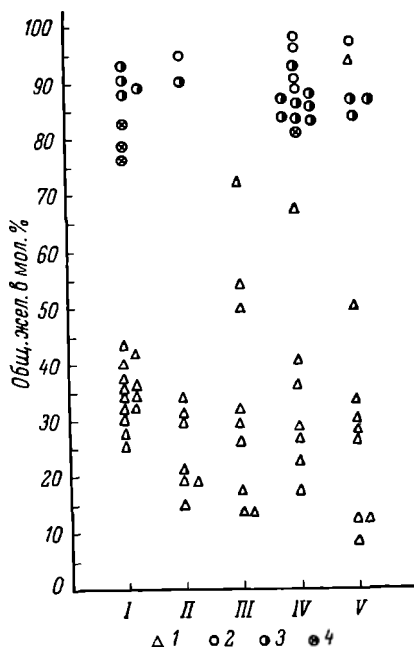


Рис. 1. Вариационная диаграмма общей железистости гранатов пегматитовых жил пород пегматита.

I — гранитная структурная разновидность; II — аплитовая структурная разновидность; III — графическая структурная разновидность; IV — пятнисто-сегрегационная структурная разновидность; V — blastometamorphic структурная разновидность. Значения железистости: 1 — порода пегматита; 2 — гранат редкометальных пегматитов; 3 — гранат слюдоносных пегматитов; 4 — гранат керамических пегматитов.

2. Гранаты слюдоносных пегматитов концентрируются в зоне граната и в промежуточной между нею и зоной биотита.

3. Гранаты редкометалльных пегматитов лежат вне зон индекс-минералов и, по-видимому, находятся в поле марганцовистых низкотемпературных гранатов зоны биотита.

Итак, приведенный анализ гранатов пегматитовых жил показывает, что, во-первых, и в основном изменение температуры образования гра-

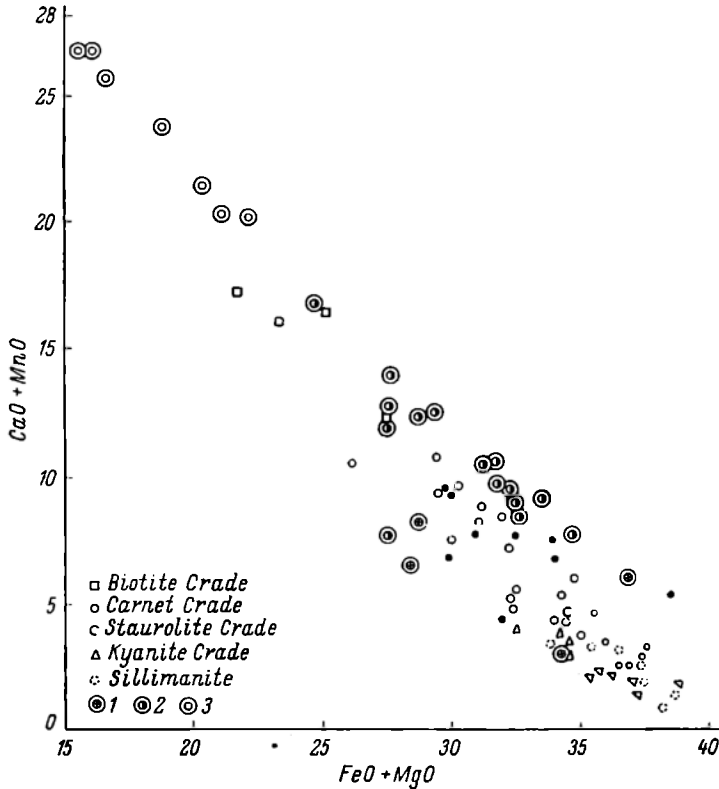


Рис. 2. Отношение состава гранатов к степени метаморфизма (весовые проценты). CaO+MnO нанесено относительно Fe+MgO. Степень метаморфизма (на основании индекс-минералов) показана, когда это указано в литературе. *Перевернутые треугольники* применены к гранатам пелитовых гнейсов описанных как принадлежащие к гранулитовой фации; *сплошные кружки* изображают гранаты, где степень метаморфизма была не указана. (Sturt, стр. 185, рис. 3, 1962).

1 — гранаты керамических пегматитов; 2 — гранаты слюдоносных пегматитов; 3 — гранаты редкометалльных пегматитов.

натов пегматитов подчиняется тем же самым закономерностям, которые наблюдаются при образовании метаморфических индекс-минералов, и, во-вторых, гранаты пегматитов являются изофациальными с минеральными парагенезисами включающих их метаморфических зон или изофациальными с определенными метаморфическими процессами, протекающими в этих зонах.

Пересчет оригинальных химических анализов гранатов пегматитов Северо-Байкальского пегматитового пояса и гранатов пегматитов и первоначально пелитовых метаморфических пород других районов (по литературным данным) на главные составные части пироп—альмандин—спессартит позволил выявить пределы их смесимости. На рис. 3 предста-

влена новая по сравнению с предыдущей (Соколов и др., 1962) тройная диаграмма, на которой выделяется поле существования пиральспитов пегматитов и метаморфических пород.

Поле гранатов редкометалльных пегматитов *P* вытянуто относительно линии альмандин-спессартин при минимальных содержаниях пирропа (до 1.5—2%). В этом поле лежат пиральспиты редкометалльных пегматитов Северо-Байкальского нагорья, Кольского п-ова, Урала, Мадагаскара и штата Массачузетса (Сев. Америка).

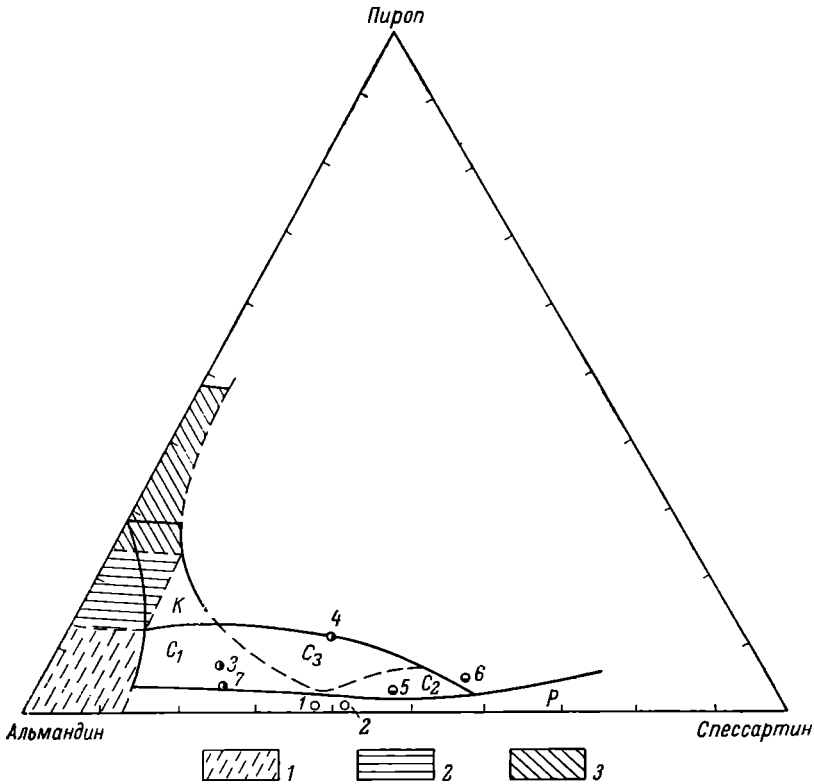


Рис. 3. Тройная диаграмма состава пиральспитов.

1 — поле гранатов эпидот-амфиболитовой фации; 2 — поле гранатов амфиболитовой фации; 3 — поле гранатов гранулитовой фации. *P* — поле гранатов редкометалльных пегматитов; C_1 — C_3 — поле гранатов слюдоносных пегматитов; *K* — поле гранатов керамических пегматитов. Круги и цифры — номера анализов гранатов (табл. 3).

Поле гранатов слюдоносных пегматитов, так же как и предыдущее, вытянуто вдоль линии альмандин—спессартин при изменении пирроповой молекулы от 2 до 13%. При этом оно подразделяется на 3 части: C_1 — первый тип пиральспитов (Alm — 57—75%, Sp — 14—30%), преобладающий в основном в пегматитах мамской слюдоносной провинции; C_2 — второй тип пиральспитов (Alm — 40—70%, Sp — 30—53%), характерный в основном для пегматитов беломорской провинции (Шуркин и др., 1962); C_3 — промежуточный тип, к которому относятся гранаты из пегматитовых жил и некоторых докембрийских гранитоидов (Восточный Саян).

Пиральспиты слюдоносных пегматитов, залегающих в породах, метаморфизованных в амфиболитовой фации, сливаются с полем гранатов эпидот-амфиболитовой фации и близки к ним по содержанию пирропового компонента. Последнее может, по-видимому, указывать, что палингенез

первичного пегматитового материала происходил при температурах и давлениях, близких к условиям амфиболитовой фации, с последующим преобразованием в условиях, близких к эпидот-амфиболитовой фации.

Поле керамических пегматитов κ вытянуто по направлению линии альмандин—пироп, при содержании пироповой молекулы от 12 до 23%.

Поле пиральспитов керамических пегматитов перекрывается полем пиральспитов амфиболитовой и гранулитовых фаций метаморфизма, что может служить доказательством изофациальности образования керамических пегматитов и метаморфических пород при слабом проявлении регрессивных преобразований (перекристаллизации и метасоматоза).

Пределы смесимости пиральспита метаморфических пород первично пелитового состава для различных фаций имеют следующие значения: для эпидот-амфиболитовой фации Alm — 80—89%, Sp — 3—8%, Py — 5—13%, для амфиболитовой Alm — 72—83%, Sp — 2—10%, Py — 14—22% и гранулитовой Alm — 52—74%, Sp — 0—4%, Py — 23—47%.¹

Пиральспиты пегматитов района водораздела рек Чая и Чуя

Генетически среди пегматитовых жил района водораздела рек Чая—Чуя выделяется гранат кристаллизации, перекристаллизации и метасоматоза. Он или располагается в первичных структурных разновидностях пегматита без закономерной ориентировки, или равномерно рассеян среди вторичных структурных разновидностей, или образует метасоматические зонки цепочечных агрегатов. Размер кристаллов от 1 мм до 1—2 см, цвет бледно-розовый, малиново-розовый, с редким фиолетовым оттенком.

Химический анализ

В этой работе мы применили для анализа гранатов новые комплексометрические методы как более быстрые и удобные по сравнению с классическими методами, обычно применяемыми в анализе минералов.

Основные химические компоненты (железо, алюминий, кальций и магний) определялись по ускоренным методам — титрованием трилоном (Патровский, 1957; Пршибил, 1960; Столярова, 1961); затем полученные результаты проверялись классическими методами (Гиллебранд, 1959; Анализ. . ., 1959; Пономарев, 1961).

Определение содержания кремнекислоты было уточнено калориметрированием «остаточной» кремнекислоты в растворе после выделения основной массы ее обычным выпариванием солянокислого раствора (Фогельсон, 1956; Егорова, 1959; Столярова, 1961).

Были учтены все специфические условия подготовки граната к химическому анализу. Эти условия установлены и приводятся нами в предыдущей работе по исследованию гранатов (Соколов, Быкова и Мануйлова, 1962).

Х о д а н а л и з а. Навеска в 0.5—1 г измельченного граната прокаливалась для окисления железа и сплавлялась с содой. После растворения сплава в соляной кислоте выделялась кремнекислота однократным выпариванием и выдерживанием сухого остатка на водяной бане в течение 2 часов. Сухая масса смачивалась 2—3 мл концентрированной соляной кислоты и растворялась в минимальном количестве горячей воды. После отфильтровывания основная масса кремнекислоты определялась взвешиванием, как обычно. Остаток окислов после отгонки кремнефтористоводородной кислоты переводился в раствор и присоединялся к основному

¹ Здесь и в других местах использованы данные как публикаций, так и рукописных работ Г. М. Друговой, А. Н. Неелова, Л. П. Никитиной, Д. А. Великославинского, Б. В. Петрова, Л. П. Бондаренко и И. Н. Крылова.

фильтрату. Общий раствор в мерной колбе доводился до 250 мл, и в нем определялись все остальные компоненты.

«Остаточная» кремнекислота. 10 мл раствора помещались в платиновую чашку, добавлялся углекислый натрий для деполимеризации кремнекислоты, затем — все реагенты для образования желтого кремнемолибденового комплекса и последующего восстановления его до молибденовой сини: молибдат аммония, серная кислота, щавелевая кислота, аскорбиновая кислота. Количество кремнекислоты определялось по интенсивности окраски измерением на фотокалориметре ФЭК-Н-57 с красным светофильтром.

Комплексометрическое определение железа, алюминия, кальция и магния. Анализ проводился по варианту, разработанному лабораторией ВСЕГЕИ (Столярова, 1961). Аликвотная часть раствора, соответствующая 0.2 г граната, доводилась до слабокислой реакции добавлением раствора едкого натра до появления буровой окраски железа; железо, алюминий и титан отделялись от кальция, магния и марганца осаждением уротропином. В марганцовистых гранатах с относительно низким содержанием магния марганец предварительно отделялся в виде гидратированной двуокиси марганца (см. ниже). Осадок гидроокисей растворялся в серной кислоте, раствор в мерной колбе доводился до 200 мл, и в аликвотной части раствора в 50 мл титровалось железо трилоном Б при $\text{pH}=1-2$ в присутствии индикатора — сульфосалициловой кислоты. Алюминий определялся в том же растворе обратным титрованием избытка трилона раствором сульфата меди при $\text{pH}=6$ с индикатором пирокатехиновым фиолетовым. Титан определялся совместно с алюминием, и на него вводилась поправка. Титрование железа и алюминия проводилось в нескольких аликвотах; при расчете брались средние величины. Необходимо помнить, что при определении железа титр раствора трилона должен быть установлен по железу. Кальций и магний определялись в фильтрате от гидратов полуторных окислов титрованием трилоном в присутствии индикатора кислотного хром-темно-синего. Кальций титровался при $\text{pH}=12$, затем после растворения гидроокиси магния в кислоте при $\text{pH}=10$ титровался магний совместно с марганцем. На марганец вносилась поправка. Кальций и магний титровались в двух-трех аликвотных частях раствора, и за окончательный результат брались средние величины. При определении кальция оказалось необходимым введение поправки на холостой опыт.

Определение железа, алюминия, кальция и магния классическими методами. В аликвотной части раствора, соответствующей 0.2 г граната, данные элементы определялись по общепринятой классической схеме силикатного анализа (Гиллебранд, 1957; Анализ минерального сырья, 1959). Железо, алюминий и титан отделялись от кальция, магния и марганца двукратным осаждением аммиаком. В прокаленном и взвешенном осадке полуторных окислов после определения железа и титана содержание алюминия устанавливалось по разности. В фильтрате от гидратов полуторных окислов определялись кальций и магний обычными весовыми методами.

Точность анализа гранатов по данной схеме является вполне удовлетворительной для всех компонентов и проверялась нами в предыдущей работе (Соколов, 1962). Как указывалось выше, в данной работе мы применили ее для проверки результатов анализа по ускоренным методам.

Определение и выделение марганца. Большие количества марганца мешают определению других компонентов, особенно относительно малых количеств магния. Ввиду этого мы при анализе марганцовистых гранатов выделяли марганец в начале анализа. Солянокислый раствор после выделения основной массы кремнекислоты и калориметри-

рования «остаточной» кремнекислоты переводили в азотнокислый, окисляли марганец бертолетовой солью до двуокиси марганца, отфильтровывали его и далее определяли взвешиванием в виде пирофосфата (Анализ минерального сырья, 1959).

Малые содержания марганца определялись в фильтрате после выделения полуторных окислов калориметрированием по реакции с формальдоксимом. К аликвоте в 25 мл добавлялось 5 мл 10%-ного аммиака и 1—2 мл формальдоксима. Раствор доводился до 100 мл. Интенсивность винно-красной окраски раствора измерялась на фотокалориметре ФЭК-Н-57 с синим светофильтром. Метод более чувствителен по сравнению с калориметрированием в виде перманганата.

Для предварительной оценки содержания марганца небольшое количество исходного раствора переводилось в сернокислый раствор и содержание марганца определялось в виде перманганата.

Для определения закисного железа, титана и некоторых других компонентов применялись обычные методы с некоторыми незначительными изменениями, что уже описано ранее (Соколов, Быкова и Мануйлова, 1962).

Сопоставление результатов, представленных в табл. 2, показывает, что объемные комплексометрические методы определения основных ком-

Таблица 2

Сопоставление результатов химического анализа гранатов, выполненных различными методами (%)

Определяемый компонент	Образец граната							
	530/10		197/3		246/6		107/1	
	методы							
	классич.	ускор.	классич.	ускор.	классич.	ускор.	классич.	ускор.
Al ₂ O ₃	20.36	20.24	19.94	20.36	21.07	20.28	19.77	20.02
Fe ₂ O ₃	40.40	40.62	31.50	31.22	18.20	18.33	35.20	35.22
MgO	1.81	1.99	4.15	3.98	1.20	1.02	0.70	0.66
CaO	2.90	2.72	5.80	5.54	0.85	0.76	0.80	0.74

понентов в гранатах (железа, алюминия, кальция и магния) дают вполне удовлетворительную точность и могут быть использованы для ускоренного массового анализа гранатов.

В некоторых случаях, например при определении малых содержаний кальция и магния, комплексометрические методы дают более высокую точность. Определение алюминия, по-видимому, также более точно по сравнению с обычным определением его по разности. В табл. 3 результаты анализа являются средними значениями между результатами, полученными по комплексометрическому и классическому методам.

Геологическая интерпретация результатов исследования. Химические анализы были пересчитаны на основные компоненты граната и нанесены как на тройную диаграмму пиральспита (рис. 3), так и на геологическую карту.

Анализы № 1, 2 попадают в область гранатов редкометалльных пегматитов с несколько заниженными значениями спессартина (до 36%) по сравнению с гранатами собственно редкометалльных пегматитов, находящихся к юго-западу от исследованной области. Гранаты 3 и 7 по своим характе-

Расчет химического состава гранатов из пегматитовых жил водораздела рек Чая—Чуя (вес. %)

Оксиды компонентов	1	2	3	4	5	6	7
Химический состав							
SiO ₂	35.48	35.58	35.88	36.20	35.42	35.87	36.18
TiO ₂	0.07	0.10	0.10	0.05	0.09	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	22.17	21.54	21.76	22.02	21.36	20.67	19.89
Fe ₂ O ₃	1.19	0.29	0.43	0.90	0.90	1.26	0.20
FeO	24.84	23.40	30.24	21.60	21.24	15.48	31.50
MnO	14.17	17.81	9.24	13.89	20.13	23.80	9.92
MgO	0.28	0.44	1.64	2.38	0.58	1.11	0.68
CaO	1.48	1.28	1.04	3.44	0.78	0.80	0.77
Сумма	100.28	100.44	100.33	100.48	100.50	99.07	99.22
Молекулярный состав							
Альмандин	58.2	53.5	68.7	48.7	48.6	36.8	71.6
Спессартин	36.2	41.1	21.8	31.5	46.4	56.0	23.4
Пироп	1.1	1.6	6.7	9.7	2.5	4.6	2.8
Андрадит	3.5	1.0	1.4	2.9	2.5	2.6	0.4
Гроссуляр	1.0	2.8	1.4	7.2	—	—	—
N	1.821±0.005	—	—	1.810±0.005	—	—	1.820±0.005
Избыток окислов							
SiO ₂	-0.3	-1.2	-1.1	-0.5	-1.2	+1.0	-0.5
Al ₂ O ₃	-2.2	+0.7	+0.8	+1.3	+0.9	+1.1	-0.7

Примечание. 1—жила, обн. 255, р. Амутберен, аплитовая структурная разновидность; 2—жила, обн. 315, р. Амутберен, зона альбитизации; 3—жила, обн. 83, р. Туно, аплитовая структурная разновидность; 4—жила, обн. 650, устье р. Асиктаха, птитисто-сегрегационная структурная разновидность; 5—жила, обн. 51, р. Туно, аплитовая структурная разновидность; 6—жила, обн. 246, р. Амутберен, птитисто-сегрегационная структурная разновидность; 7—жила, обн. 107, р. Асиктаха, аплитовая структурная разновидность.

ристикам относятся к группе гранатов слюдоносных пегматитов, гранат 4 приближается по содержанию пироба к керамическим.

Наконец, гранат 5 находится в жиле, расположенной в промежуточной между ними области, и обладает признаками редкометалльных и слюдоносных пегматитов. Так, содержание в нем спессартина достигает 46%, а пироба до 2.5%. Еще в большей степени эта двойственность проявлена в гранате 6, который обнаружен в пегматитовой жиле, залегающей к юго-востоку от зоны пегматитов редкометалльного типа (Sp — 56.0, Py — 4.6%.)

Таким образом, из изложенного видно, что граница редкометалльной и слабослюдоносной провинций находится в зоне пегматитовых жил, из которых были взяты гранаты 5 и 6.

Заключение

1. Проведенные исследования показывают важность изучения состава гранатов пегматитов, особенно в закрытых, плохо доступных для горных работ районах с целью выделения пегматитовых полей с определенной минерализацией.

2. Изучение состава гранатов позволяет наметить границы различных пегматитовых провинций и выделить перспективные площади для постановки геолого-поисковых работ.

3. Составы пиральспитов пегматитов слюдоносности керамической провинции подтверждают тот факт, что пегматиты являются изофацальными образованиями с включающими их комплексами метаморфических пород.

4. Составы пиральспитов пегматитов редкометальной провинции показывают, что формирование минерализации этих пегматитов происходит при температурах регрессивных изменений в пределах зеленосланцевой фации. Они, таким образом, являются изотермодинамическими образованиями к определенным процессам метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Анализ минерального сырья. Под ред. Ю. В. Морачевского и Ю. Н. Кшипович. Госхимиздат, 1956, 1959.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйлова. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков, С. Б. Лобач-Жученко, М. М. Мануйлова, Б. В. Петров, Ю. М. Соколов. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. Сб. «Петрография Восточной Сибири», т. 2, 1962.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков и Ю. М. Соколов. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. (Геология, метаморфизм, пегматиты). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, 1963.
- Великославинский Д. А. и Ю. М. Соколов. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всесоюз. минерал. общ., ч. 89, сер. 2, 1960.
- Гиллебранд В. Ф., Г. Э. Лендель и др. Практическое руководство по неорганическому анализу. Пер. с англ. Госхимиздат, 1957.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. Госгеолтехиздат, 1962.
- Егорова Е. П. Методы выделения кремневой кислоты и аналитического определения кремнезема. Изд. АН СССР, 1959.
- Патровский В., М. Гукка. Сборник чехословацких работ. ИЛ, т. 22, № 37, 1957.
- Пономарев А. И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. Изд. АН СССР, 1961.
- Прибил Р. Комплексоны в химическом анализе. ИЛ, 1960.
- Соколов Ю. М., В. С. Быкова, М. М. Мануйлова. Гранаты пегматитовых жил Северо-Байкальского пегматитового пояса. Зап. Всесоюз. минерал. общ., ч. 91, сер. 2, 1962.
- Каменцева Л. Г., М. Б. Мойжес, И. А. Столярова. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 51, 1961.
- Фогельсон Е. И. Фотокалориметрическое определение кремния в черных металлах. Заводская лаборатория, т. XXII, № 2, 1956.
- Sturt В. A. The composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. Journ. Petrol., vol. 3, № 2, 1962.

М. М. Мануйлова, И. К. Асланов, М. В. Теретьева

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ СИБИРИ

Пегматиты в исследованном районе располагаются в существенно гнейсовой толще, сложенной биотитовыми, кордиерито-силлиманито-флогопитовыми, кордиерито-антофиллито-слюдистыми и другими сланцами, биотитовыми, биотито-роговообманковыми, значительно реже эггриновыми гнейсами и микрогнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и мраморами, метаморфизованными в условиях альмандин-силлиманитовой и кордиерито-антофиллитовой субфаций амфиболитовой фации (рис. 1).

Интрузивные породы района представлены диабазами, габбро-диабазами, порфиритами, гнейсо-гранитами, гранитами и пироксено-кварцевыми сиенитами. Диабазы, габбро-диабазы и порфириты, образующие многочисленные пластовые тела, метаморфизованы одинаково с вмещающими их породами и превращены в амфиболиты; иногда в них встречаются участки с реликтовыми структурами.

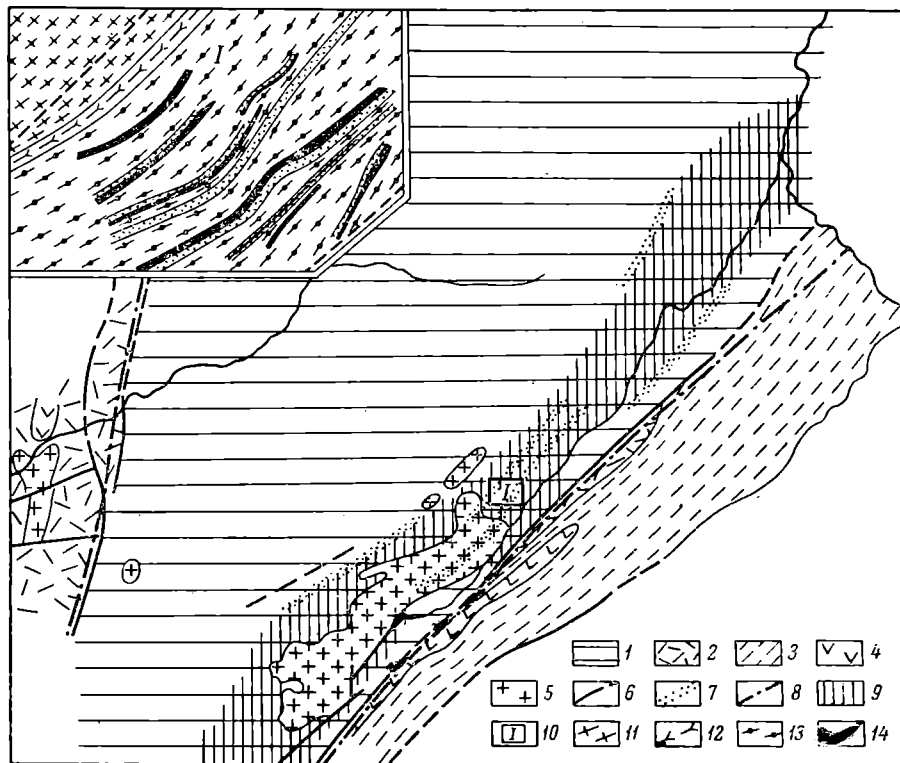


Рис. 1. Схема геологического положения редкометальной пегматитовой провинции и геологический план первого участка (I), составленный И. Я. Соколовым, 1960.

1 — существенно гнейсовая толща нижнего протерозоя; 2 — вулканогенные породы среднего протерозоя; 3 — метаморфические породы цизов верхнего протерозоя; 4 — габбро-диабазы и ортоамфиболиты; 5 — гранитоиды; 6 — тектонические нарушения; 7 — зоны расслаивания; 8 — граница распространения процессов наложенной мигматизации (микроклинизации) и пегматитов; 9 — редкометальная пегматитовая провинция; 10 — границы первого участка (I); 11 — мелкозернистые лейкократовые и амфиболовые гнейсы, в различной мере мигматизированные; 12 — пироксено-амфиболовые, эпидото-кварцево-рогообманковые и другие кристаллические сланцы; 13 — мелкоочковые биотитовые гнейсы; 14 — пегматитовые жилы.

Наиболее широко распространенные граниты в юго-западной части района образуют крупный многофазный массив, рвущий структуру вмещающих пород.

На гранитоиды (так же как и на вмещающие их породы) накладываются процессы региональной мигматизации (микроклинизации), вследствие которых в определенных зонах гранитоиды перекристаллизованы, огнейсованы и преобразованы в гнейсо-граниты, гнейсо-граносиениты и гнейсо-гранодиориты (часто очковой текстуры), а вмещающие породы превращены в разнообразные мигматиты и гранито-гнейсы.

Возраст метаморфических пород гнейсовой толщи большинством исследователей принимается как нижнепротерозойский, некоторыми исследователями как верхнеархейский.

Абсолютный возраст слюды из метаморфических пород по данным калий-аргонового метода оценивается в 300—350 млн лет. Имеется лишь одна цифра, составляющая 850 млн лет (для слюды из кордиерит-флогопит-кварцевого сланца).¹ Учитывая широкое развитие наложенных процессов перекристаллизации, микроклинизации, низкотемпературного диффузора (в условиях зеленосланцевой фации), можно предполагать, что приведенные цифры отражают возраст наложенных процессов омоложения.

Возраст «омоложенных» гранитов, по данным аргонового метода, также варьирует в пределах 300—400 млн лет.

Вероятно, наиболее близки к истинному значения возраста гранитоидов 1200—1700 млн лет, полученные Э. С. Варшавской стронциевым методом для слабо измененных и неизмененных пород. Существенно гнейсовую толщу, по-видимому, следует считать еще более древней. Возраст пегматитов, определенный по разным минералам аргоновым, рубидиево-стронциевым и свинцовым методами, составляет 330—400 млн лет, т. е. совпадает с возрастом процессов омоложения, протекавших значительно позднее формирования гранитов.

Породы гнейсовой толщи смяты в крупные и мелкие складки, нередко имеющие форму пологих куполов или брахискладок и разбиты разрывными нарушениями. При этом региональные разломы ограничивают гнейсовую толщу с северо-запада и юго-востока, а мелкие разрывные нарушения проявляются в ней в виде многочисленных параллельных региональным разломам зон рассланцевания, где наблюдаются регрессивные изменения метаморфических пород до ассоциаций зеленосланцевой фации метаморфизма.

Пегматиты залегают во всех породах существенно гнейсовой толщи (мраморах, гнейсах, амфиболитах) и в измененных гранитах, образуя секущие, реже согласные тела. Юго-восточная и северо-западная границы их распространения совпадают с зонами глубинных разломов, отделяющими существенно гнейсовую толщу от вулканогенных пород и сланцев среднего и верхнего протерозоя и совпадают с границей развития явлений мигматизации (микроклинизации) (рис. 1). Однако микроклинизированные сланцы и эффузивы в приконтактовой с гнейсовой толщей зоне также содержат отдельные жилы пегматита.

Устанавливается полное тождество состава и структуры пегматитов и жильного материала мигматитов. В последнем нередко также проявлена амазонитизация, которая характерна для редкометальных пегматитов.

По составу среди пегматитов выделяются: бесслюдные, или керамические, слабо слюдоносные² и редкометальные.

Редкометальные пегматитовые жилы, согласно нашим данным и данным В. А. Дворкина-Самарского, Л. Г. Фельдмана, Р. М. Файзуллина и других геологов, образуют линейно-вытянутую в северо-восточном направлении (СВ 40—60°) провинцию (пояс) шириной 8—10 км, по простиранию прослеженную на 100 км и переходящую далее на северо-восток в керамическую и слюдоносную провинции.

На юго-востоке провинция ограничивается региональным разломом северо-восточного простирания с крутым (60—80°) северо-западным падением. Северо-западная граница ее маркируется многочисленными зонами рассланцевания, параллельными главному разлому. На локализацию пегматитов большое влияние оказывал гранитный интрузивный массив. Большинство известных в районе редкометальных пегматитовых жил располагается в его экзоконтакте. Массив, по-видимому,

¹ Абсолютный возраст определялся в Лаборатории геологии докембрия АН СССР под руководством Э. К. Герлинга.

² Слабослюдносные пегматиты характеризуются наличием незначительного количества непромышленного мусковита.

явился тем жестким упором, около которого, в ответ на более поздние тектонические движения, легко возникали трещины, выполнявшиеся затем пегматитовым расплавом — раствором.

Пегматитовые жилы с редкометальной минерализацией ассоциируются с амазонитовыми пегматитами, поэтому последние являются для исследованного района своеобразным поисковым признаком на редкометальные пегматиты.

В редкометальном пегматитовом поясе имеется несколько участков, где редкометальная минерализация в пегматитах проявлена особенно интенсивно. Наиболее интересными и лучше изученными являются пегматиты первого участка.

Геологическое строение пегматитового поля первого участка. Участок сложен породами существенно гнейсовой толщи, в составе которой здесь, по данным Н. С. Кирпичниковой и И. Я. Соколова, выделяются три горизонта (рис. 1). Нижний горизонт сложен мелко- и среднезернистыми биотитовыми и реже амфиболовыми гнейсами, часто послойно микроклинизированными (мощность более 300 м), и меланократовыми очковыми гнейсами (мощность 350 м).

Средний горизонт представлен мелкозернистыми пироксено-амфиболовыми, гранато-пироксено-полевошпатовыми и другими кристаллическими сланцами, переслаивающимися с гнейсами и мигматитами. Мощность около 600 м. В составе самого верхнего горизонта наблюдаются мелкозернистые, лейкократовые, биотитовые и амфиболовые мигматизированные гнейсы с прослоями амфиболовых и пироксеновых кристаллических сланцев. Мощность более 400 м.

Породы указанных горизонтов имеют простирание СВ 35—45° и пологое моноклиналиное падение на северо-запад под углами 15—25°. Устанавливается, что большая часть гнейсов представляет собой метаморфизованные, преимущественно кислые вулканогенные породы.

В гнейсах наблюдаются пластовые тела амфиболитов (мощностью от нескольких метров до 50 м) и прослои кордиерито-антофиллитовых и кордиерито-флогопитовых (иногда с андалузитом) сланцев. К последним, как правило, обычно приурочены зоны рассланцевания и диафтореза зеленосланцевой фации, к которым тяготеет и большинство пегматитовых жил с редкометальным оруденением.

В пределах участка выделяется ряд тектонических зон, сопряженных с крупным разломом. В этих зонах породы сильно рассланцованы, перекристаллизованы и превращены в кварцево-двуслудяные и серицитохлоритовые сланцы. Простирание зон северо-восточное — 45—55°. Тектонические зоны контролируют поле редкометальных пегматитов, протягивающееся с перерывами с юго-запада на северо-восток на 6 км при ширине около 800—1000 м.

Пегматитовые жилы с редкометальным оруденением встречаются как в гнейсах и сланцах, так и в амфиболитах. За пределами участка редкометальные пегматиты наблюдаются в мраморах. Они выполняют главным образом трещины скалывания, реже трещины разрыва.

Характеристика пегматитовых жил

По составу и структурам редкометальные пегматитовые жилы подразделяются на три основных типа, которые связаны друг с другом переходами.

1. Графические и гранитные пегматиты, нередко слабо дифференцированные, кварц-полевошпатового и кварц-биотито-полевошпатового состава; полевой шпат представлен белым и розовым микроклином, иногда амазонитом (I тип К. А. Власова, 1946, 1952).

2. Блоковые и полнодифференцированные (II и III тип К. А. Власова) мусковит-микрклиновые пегматиты.

3. Редкометалльно замещенные мусковит-кварц-альбитовые пегматиты¹ (IV тип К. А. Власова).

Пегматитовые жилы первого типа на территории участка развиты ограниченно и практического значения не имеют.

Наиболее интересными в отношении концентраций редких минералов являются последние два типа. Пегматитовые жилы второго типа развиты преимущественно в юго-западной части пегматитового поля, а третьего типа — в северо-восточной его части.

Простираение пегматитовых жил 2 и 3-го типов СВ 55—65°, падение СЗ 55—60° и ЮВ 35—40°.

По характеру залегания жилы являются продольно-секущими (вмещающие породы при северо-восточном простираении падают на северо-запад под углами 15—25°). Контакты пегматитовых жил с вмещающими породами, как правило, резкие, извилистые, реже прямолинейные.

По форме пегматиты 2 и 3-го типов образуют простые жилы с более или менее выдержанной мощностью, иногда усложненные раздувами, пережимами и ксенолитами вмещающих пород. Прослеженная длина пегматитовых жил варьирует от 100 до 500 м, мощность изменяется от 2—3 до 15 м в раздувах и в среднем составляет 5—6 м. В некоторых случаях жильные тела выклиниваются вверх или вниз по разрезу (жилы №№ 1, 3 и 4).

Блоковые и полнодифференцированные пегматитовые жилы имеют четко выраженное зональное строение, иногда маскируемое развитием процессов вторичного замещения: альбитизацией, развитием кварц-мусковитового комплекса, грейзенизацией. Примером может служить пегматитовая жила № 1 (рис. 2). Жила в зальбандах сложена пегматитом кварц-мусковит-микрклинового состава апографической структуры, содержащим мелкокристаллический берилл бледно-зеленого и зеленого цветов и редкую точечную вкрапленность тантало-ниобатов группы самарскита-эвксенита.

Наблюдаемая в зальбандах альбитизация с образованием сахаровидного альбита сопровождается развитием мелкокристаллического (размер кристаллов 1—5 мм) граната из группы пиральспита, богатого спессартином.² Гранат приурочивается к контактам жил с вмещающими породами либо к трещинкам, секущим альбитизированный пегматит. Реже проявлена грейзенизация.

По направлению к центральной части жилы вышеописанные зоны сменяются зоной пегматита пегматоидной структуры того же минерального состава. Для этой зоны характерна щелочная модификация берилла, представленная крупными, конусовидными, «фаршированными» (футляробразными, по В. Д. Никитину, 1955) кристаллами с плохообразованными гранями; центральные части их выполнены микрклином, кварцем и реже альбитом. Здесь же отмечаются скопления мелких кристаллов берилла. Цвет щелочного берилла изменяется от желтовато-зеленого до зеленовато-белого. Наряду с бериллом здесь наблюдается мелкая вкрапленность минералов группы самарскита—эвксенита и нередко пачки мусковита размером 3×4 см, реже 5×7 см, как правило, со следами деформаций. В пределах этой зоны развиты кварц-мусковитовый замещающий комплекс и пластинчатый альбит-олигоклаз. Центральные части жил сложены мелко-

¹ Редкометалльно замещенные пегматиты являются, по существу, теми же дифференцированными пегматитами, но с более широко развитыми процессами альбитизации.

² Состав граната, согласно имеющимся 6 химическим анализам: спессартин — 43.0—53.6, альмандин — 34.6—51.2, андрадит — 0.09—9.0, пироп — 0.5—1.6%.

блоковым и блоковым микроклин-кварцевым пегматитом с размером индивидов до 1.5—2 м в поперечнике. Для зоны блоковых пегматитов очень характерна модификация берилла с хорошо образованными крупными кристаллами призматического облика.

Распределен берилл крайне неравномерно, обычно образует скопления в виде гнезд. Крупные кристаллы берилла как бы окаймляют кварцевое ядро жилы, располагаясь на границе блоков кварца и микроклина. Цвет кристаллов берилла светло-зеленый, зеленый, желтовато-зеленый,

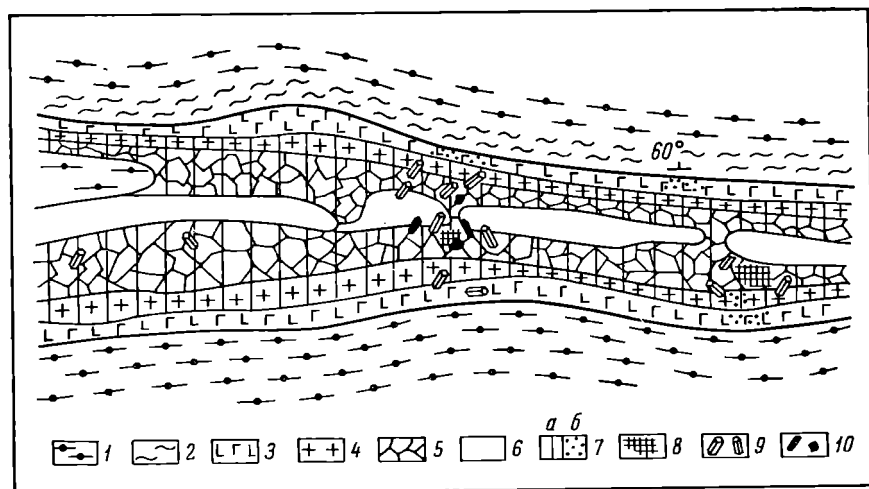


Рис. 2. Строение пегматитовой жилы 2 типа.

1 — мелкоочковый биотитовый гнейс; 2 — зона расланцевания; 3 — пегматит апографической структуры; 4 — пегматит пегматоидной структуры; 5 — пегматит блоковой структуры; 6 — кварц; 7 — участки пегматита, захваченные альбитизацией (а — пластинчатый альбит, б — сахаровидный альбит); 8 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс; 9 — берилл; 10 — минералы группы самарскита—эвксенита.

желтый и иногда медово-желтый. В парагенезисе с бериллом в блоковой зоне жил отмечаются агрегаты и скопления зерен минералов группы самарскита-эвксенита. Последние образуют на гранях кристаллов берилла гнезда до 3—4 см в поперечнике, иногда в виде прожилков мощностью 2—5 см секут кристаллы берилла в различных направлениях; изредка встречаются кристаллы берилла, опоясанные этими минералами. Цвет их обычно черный с буроватым оттенком, реже смоляно-черный. Появление желтого и медово-желтого цветов в кристалле берилла, вероятно, вызвано воздействием минералов группы самарскита—эвксенита. Из процессов вторичного замещения в этой зоне отмечается кварцевый метасоматоз, незначительная альбитизация (альбит-олигоклаз) и реже кварц-мусковитовый и альбит-мусковитовый комплексы.

В пегматитовых жилах рассматриваемого типа, нередко с приконтактной грейзенизацией жил, отмечается развитие мелкокрапленного берилла, возможно, более поздней генерации.

Редкометалльно замещенные пегматиты особенно широкое развитие получили в северо-восточной части пегматитового поля. В качестве примера рассматривается жила второго гольца (рис. 3).

Форма пегматитовых жил в общем аналогична вышеописанному. Однако в некоторых случаях широко развитая альбитизация захватывает не только пегматитовое тело, но и боковые породы и ксенолиты их, вследствие чего местами меняется первичная конфигурация жил. Новообразованный альбит почти полностью маскирует первоначальное строение жил. Блоковые

или пегматоидные структурные разновидности пегматитов наблюдаются лишь в виде реликтов в общей массе агрегатов альбита. Прослеженная длина пегматитовых жил 100—300 м, мощность от 2.5 до 8 м (в раздувах) в среднем составляет 3—4 м.

Призальбандовые части пегматитовых жил данного типа сложены зоной альбитизированного (сахаровидный альбит) пегматита апографической структуры с мелкокрапленным бериллом бледно-зеленого цвета и иногда гранатом. Далее по направлению к центральной части жилы следует зона пегматита пегматоидной структуры с наложенным мусковит-альбитовым замещающим комплексом. В этой зоне нередко устанавливаются реликты блокового микроклина и кварца. Берилл, встречающийся здесь, характеризуется бледно-зеленым, реже зеленым цветом. Кристаллы бе-

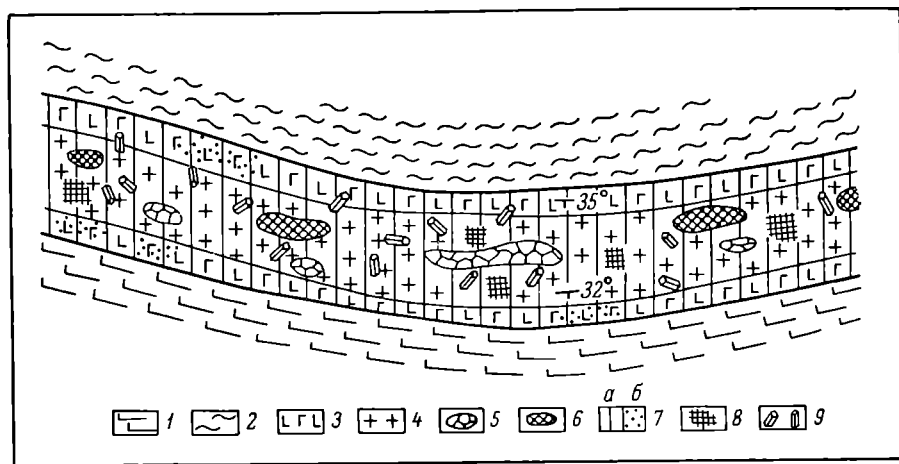


Рис. 3. Строение пегматитовой жилы III типа.

1 — амфиболит; 2 — зона расланцевания; 3 — пегматит апографической структуры; 4 — пегматит пегматоидной структуры; 5 — блоки кварца; 6 — блоки микроклина; 7 — участки пегматита, почти нацело альбитизированные (а — пластинчатый альбит, б — сахаровидный альбит); 8 — кварц-мусковитовый замещающий комплекс; 9 — берилл.

риллы довольно хорошо образованы и имеют гексагональную длинно-призматическую форму.

Центральная часть пегматитовых жил иногда сложена зоной блокового кварца. На границе последнего с альбитизированными зонами пегматита пегматоидной структуры наблюдаются довольно обильные пачки мусковита размерами 3—4 см. Мусковит, порою в значительном количестве, встречается также в альбитизированных зонах пегматоидного и апографического пегматита.

Распределение берилла в жилах этого типа более или менее равномерное. В парагенезисе с бериллом в жилах встречается самарскит—эвксенит, образующий точечную вкрапленность в альбитизированном микроклине и на гранях кристаллов берилла. Очень характерно для этих пегматитовых жил наличие мелкокрапленного и плохо диагностируемого в полевых условиях фенакита.

В пегматитовых жилах исследованного участка иногда присутствуют крупные кристаллы (размеры 0.5—1.5 см) касситерита (обычно приуроченные к зальбандам жил и ассоциирующиеся с амазонитовыми пегматитами), даналита, гадолинита. В большом количестве развит флюорит.

В обеих группах пегматитов отмечаются минералы ксеногенного происхождения, которые возникли вследствие перекристаллизации минералов

вмещающих пород: роговая обманка, биотит, магнетит, ильменит. По составу и оптическим свойствам они аналогичны одноименным минералам боковых пород, но имеют значительно более крупные размеры. В качестве акцессорных минералов в пегматитах наблюдаются монацит, циркон, циртолит, ортит, шеелит, апатит, рутил, сфен и др. С более поздними гидротермальными процессами связывается развитие в пегматитах пирита и лимонита.

Исследование пегматитовых жил в пределах редкометальной провинции показало, что редкометальная минерализация приурочена к жилам, в той или иной мере затронутым явлениями альбитизации. Среднее содержание Be и Nb в альбитизированных жилах значительно превышает содержание тех же элементов в жилах, не затронутых альбитизацией. Очевидно принос в пегматиты редких металлов был связан с процессами альбитизации.

Однако в отличие от представлений А. И. Гинзбурга (1955) и К. А. Власова (1956) альбитизацию изученных пегматитов нельзя считать автосоматическим процессом, поскольку она проявляется не только в пегматитах, но и во вмещающих породах вне всякой связи с пегматитами (Мануйлова, 1963). Она, по-видимому, связывается с развитием метасоматических процессов, которые обусловлены наложенным метаморфизмом вмещающих пород и гранитоидов.

Метасоматические процессы проявлялись в пегматитах неоднократно и в такой последовательности: натровый метасоматоз, кварцевый метасоматоз, натровый метасоматоз позднего этапа, грейзенизация. Процессам метасоматоза предшествовала амезонитизация пегматитов, которая привела к образованию амазонита по розовому или белому микроклину. Натровый метасоматоз раннего этапа обусловил развитие пластинчатого альбита № 7—12 (клевеландита) по микроклину и амазониту, иногда с образованием альбит-мусковитового комплекса. С ним и, возможно, частично с кварцевым метасоматозом связывается появление в пегматитах крупных, неравномерно распределенных кристаллов берилла, несущих на гранях корочки минералов группы самарскита—эвксенита.

Кварцевому и позднему натровому метасоматозу предшествовало дробление пегматитов, в результате которого большинство крупных кристаллов берилла ранних генераций было изогнуто, разбито трещинами; по поперечным трещинам наблюдаются смещения частей кристаллов относительно оси с последующим залечиванием их кварцевым, кварц-альбитовым или альбитовым материалом. Некоторые трещины выполнены минералами группы самарскита—эвксенита, альбитом и гранатом.

Натровый метасоматоз позднего этапа привел к образованию сахаровидного альбита, с которым связывается образование более мелких, прозрачных и равномерно распределенных кристаллов берилла, а также граната из группы пиральспита. Грейзенизация наблюдается только в зальбандах некоторых пегматитовых жил. С ней связывается образование многочисленных волосовидных, вытянутых параллельно зальбанду кристаллов берилла и иногда зерен флюорита.

Как следует из описания, метасоматоз имел пульсационный характер и во времени одна стадия от другой отделялась внутриминерализационными тектоническими подвижками. На пульсационный характер метасоматических растворов, участвующих в минералообразовании редкометальных пегматитов, указывал еще в 1957 г. В. Д. Никитин.

После формирования пегматитовых жил тектонические подвижки в некоторых участках (в зоне разлома) еще продолжались; они привели к интенсивному расщеплению пегматитов, при этом редкие минералы (особенно это хорошо видно по кристаллам берилла) поворачивались длинными осями в направлении сланцеватости, дробились.

Заключение

На основании изложенного фактического материала мы пришли к следующим выводам.

1. Редкометалльные пегматиты в исследованном районе образуют узкую, линейно вытянутую провинцию, приуроченную к зоне глубинного разлома. В пределах провинции отдельные пегматитовые поля и жилы контролируются разрывными нарушениями более мелких порядков, как и в некоторых других районах развития редкометалльных пегматитов (Никитин, 1959). В этом, пожалуй, заключается основное отличие редкометалльных пегматитовых полей от слюдоносных, которые, согласно данным Г. Г. Родионова (1956), Н. В. Горлова (1960), Ю. М. Соколова (Велико-славинский и Соколов, 1960) и других авторов, контролируются главным образом складчатыми структурами.¹

2. Пегматитовые жилы с редкометалльной минерализацией располагаются в разнообразных породах гнейсовой толщи, метаморфизованных в условиях кордиерито-антофиллитовой субфации амфиболитовой фации, впоследствии микроклинизированных и диафторированных вдоль зон расслабления в условиях зеленосланцевой фации. Характерной особенностью вмещающих пегматиты пород является широкое распространение в их составе богатых щелочами гнейсов наряду с породами, богатыми Mg, Fe и Ca (амфиболиты, кордиерито-антофиллитовые сланцы, доломитовые мраморы), что является особенностью и других редкометалльных провинций (Казахстан, по В. Д. Никитину и др., 1959 и др.).

По-видимому, на локализацию редкометалльной минерализации в пегматитах в значительной мере влияет состав вмещающих пород (Никитин, 1959). Соседство богатых щелочами и Ca, Mg и Fe пород, очевидно, является наиболее благоприятным для проявления редкометалльной минерализации в пегматитах, в отличие от богатых глиноземом пород (гранато-кианитовые, кианитовые и другие сланцы), широко развитых в пределах слюдоносных пегматитовых полей.

3. Большинство исследователей, изучавших редкометалльные пегматиты, связывает их с гранитными интрузиями. Однако в исследованном и сопредельных районах отсутствуют сколько-нибудь крупные гранитные интрузии, одновозрастные с редкометалльными пегматитами. Распространение пегматитов контролируется разрывными структурами, которые часто оказываются сквозными и для гранитов, и для метаморфических пород. Эти структуры контролируют и распространение наложенных процессов микроклинизации (мигматизации) и низкотемпературного диафтореза. Тождество состава пегматитов и жильного материала мигматитов позволяет предполагать, что материал пегматитов и мигматитов имеет одно происхождение и не связывается с гранитами.

4. По характеру редкометалльной минерализации исследованные пегматитовые жилы отличаются от редкометалльных пегматитов многих других провинций. В них совершенно отсутствуют минералы лития (сподумен, лепидолит и др.), почти отсутствуют минералы бора (турмалин), но широко проявлены минералы бериллия (берилл, фенакит, даналит), тантала, ниобия и редких земель (минералы группы самарскита—эвксенита, гадолинит, флюорит). Минералы бериллия, флюорит, ильменорутил и другие, согласно А. И. Гинзбургу и Д. И. Горжевскому (1957), характерны как для пегматитовых, так и для пневматолито-гидротермальных жил. Минералы группы самарскита—эвксенита наиболее типичны для

¹ Относительно слюдоносных пегматитов имеется и другое мнение. Например, В. Д. Никитин (1952) и Г. В. Иванов (1960) полагают, что слюдоносные пегматиты контролируются тектоническими нарушениями, не имеющими прямого отношения к складчатости.

собственно пегматитовых жил. Таким образом, исследованные жилы имеют черты, типичные как для собственно пегматитов, так и для пневматолито-гидротермальных образований. Если при этом учесть кварцево-микроклиновыи или даже микроклиновыи состав главных породообразующих минералов пегматитовых жил, приуроченность их к зонам расщепления и сравнительно низкотемпературного диафтореза, то можно предполагать, что образование исследованных пегматитов происходило в условиях, промежуточных между собственно пегматитовыми и пневматолито-гидротермальными.

ЛИТЕРАТУРА

- Великославинский Д. А., Ю. М. Соколов. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., 2-я сер., ч. XXXIX, вып. 2, 1960.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 53, № 9, 1946.
- Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
- Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 1, 1956.
- Гипзбург А. И. Минералого-геохимическая характеристика литиевых пегматитов. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гипзбург А. И., Г. Г. Родионов. О глубинах образования гранитных пегматитов. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 7, 1955.
- Гипзбург А. А. и Д. И. Горжеевский. К вопросу о взаимосвязи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил. Изв. АН СССР, № 6, 1957.
- Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
- Иванов Г. В. О тектонических условиях формирования пегматитовых жил. Тр. Иркутск. гос. унив., т. XIV, сер. геол., вып. 4, 1960.
- Мануйлова М. М. К вопросу о генезисе редкометалльной минерализации в пегматитах. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., 2-я сер., вып. 1, 1963.
- Никитин В. Д. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XXVII, вып. 2, 1952.
- Никитин В. Д. Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., 2-я сер., ч. XXXVI, № 1, 1957.
- Никитин В. Д. К дискуссии о влиянии вмещающих горных пород на тип минерализации эндогенных месторождений. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., 2-я сер., ч. XXXVIII, вып. 5, 1959.
- Никитин В. Д., Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов. Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XXXI, вып. 2, 1959.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7, 1957.

В. Г. Кушев, М. В. Терентьева

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ ИЗ ВЕРХНЕАРХЕЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Район распространения изученных пегматитов представляет собой субмеридиональную полосу метаморфических пород шириной от 1.5 до 2.5 км, образующих крупную синклинали с осью, погружающейся к северу. К востоку и западу от синклинали метаморфические породы граничат с полями гранито-гнейсов и мигматитов верхнеархейского возраста.

Пегматиты встречены в западном крыле синклинали, осложненном серией крупных разрывных нарушений. Они слагают несколько уплощен-

ных жильных тел, залегающих в целом согласно с направлением сланцеватости и полосчатости вмещающих метаморфических пород (мраморовидные доломиты, биотитовые и слюдяно-карбонатные микросланцы, метасоматические кварциты); иногда устанавливаются тела, слабо секущие полосчатость вмещающих пород. Контакты пегматитов с боковыми породами резкие и сравнительно правильные. Падение тел крутое, под углами $75-90^\circ$ на восток; мощность небольшая, колеблющаяся. Отмечаются раздувы, пережимы, выклинивание и ветвление пегматитовых тел, большинство из них прослеживается по простиранию и падению на расстояние не более 50—100 м.

Внутреннее строение пегматитов отличается неправильной, или пятнистой, зональностью, выражающейся в чередовании участков, сложенных



Рис. 1. Внутреннее строение жилы сподуменового пегматита.

1 — сподумен; 2 — турмалин; 3 — пластинчатый альбит; 4 — микроклин; 5 — микроклин с графическими вростками кварца; 6 — секущие жилки альбита; 7 — кварц; 8 — мелкозернистая альбитовая порода в эндоконтакте (аплитовидная оторочка); 9 — биотитовые микросланцы.

породами различной структуры и состава. Наиболее ярко выраженной их чертой является ориентированное расположение удлиненных минералов сподумена, турмалина и других, образующих цепочечные жилки и отдельные скопления под углом $65-90^\circ$ к плоскости контакта (рис. 1).

Определение абсолютного возраста по лепидолиту калиево-аргоновым и рубидиево-стронциевым методами дает соответственно цифры 2040 и 1930 млн лет (Э. К. Герлинг и М. Л. Яценко, 1960 г.), что наряду с геологическими данными позволяет отнести описываемые пегматиты к верхнеархейским образованиям.

В пределах полосы метаморфических пород, среди которых большую роль играют железистые кварциты, интенсивно проявились процессы альбитизации, эгиринизации, развития щелочных амфиболов, причем зоны возникающих при этом метасоматитов приурочены к тектонизированным породам; структурное положение зон тектонизированных и переработанных натровым метасоматозом пород очень сходно с пегматитами. По абсолютному возрасту метасоматиты укладываются в интервал 1900—2400 млн лет. Близкий возраст имеют и гнейсо-граниты и мигматиты, распространенные в районе.

Минеральный состав пород, слагающих пегматиты, довольно простой, но обнаруживает некоторые вариации для отдельных разновидностей их и в различных жилах. Главными минералами являются существенно калиевый полевой шпат, альбит, сподумен, шерловый и полихромный турмалины, лепидолит, литиевый мусковит; в меньших количествах присутствуют апатит, гельвин, колубит, гранат, анатаз и другие минералы.

Существенно калиевый полевой шпат присутствует в породах пегматитов в значительном количестве, но распределен неравномерно. Он образует крупные кристаллы неправильной формы с по-

перечником до 10 см. Цвет минерала белый или светло-серый, иногда встречаются индивиды с более темной окраской в краях кристаллов — до темно-серой и даже почти черной. В шлифах обнаруживает полисинтетическое двойникование, свойственное триклинным полевым шпатам, и грубое неправильное пертитовое строение, которые, по классификации С. А. Руденко (1954), должны быть отнесены к пертитам замещения и метасоматического роста. Оптическая ориентировка позволяет отнести минерал к натровому микроклину, что подтверждается также несколько повышенным светопреломлением: $N_g=1.529-1.532$, $N_p=1.522-1.524$; $2V=76-80^\circ$.

Иногда встречается микроклин желтого цвета в виде кристаллов неправильной формы размером до 2 см в поперечнике, слагающий жилки во вмещающих породах вблизи пегматитовых тел. От вышеописанного он отличается в шлифах по отсутствию двойникования, показатели преломления несколько ниже ($N_g=1.528$, $N_p=1.520$, угол $2V=78^\circ$), что характеризует минерал как чистый микроклин.

Микроклин в пегматитах подвергается интенсивному замещению альбитом — пластинчатым и сахаровидным — вплоть до полного исчезновения. Более крупные кристаллы сохраняются чаще, чем мелкие, причем в краевых частях зерен появляются более темные тона окраски. Часто наблюдается замещение микроклина мусковитом.

Альбит содержится в породах в различном количестве. Приконтактные оторочки жил сложены им на 90—95%, в центральных частях количество альбита часто едва достигает 5%, в среднем же его содержание составляет 30—50% общего объема породы.

Может быть выделено несколько разновидностей этого минерала: а) крупнотаблитчатый альбит, псевдоморфно заместивший олигоклаз исходных пород, б) пластинчатый и в) мелкозернистый сахаровидный альбиты. Определение оптической ориентировки минерала и его светопреломления ($N_g=1.536$, $N_p=1.526$) показывает, что во всех разновидностях содержание анортитового компонента не превышает 5—6%.

Пластинчатый (или лейстовый) альбит обнаруживает простое и полисинтетическое двойникование по альбитовому закону, крупнотаблитчатый — наследует двойниковое строение олигоклаза; зерна сахаровидного альбита, как правило, не sdвойникованы.

Лейстовый альбит развивается в породах, замещая микроклин, а более поздний сахаровидный — все минералы, включая сподумен, турмалин, апатит и др. Спектральным анализом в альбите установлены примеси $Rb_2O=0.029\%$ и $Li_2O=0.005\%$.¹

Сподумен встречается в большом количестве лишь в некоторых жилах, содержание его в различных породах и распределение в пегматитовых телах неодинаковы. В ряде жил он вообще может отсутствовать. Чаще всего сподумен приурочен к участкам, сложенным крупнозернистыми породами, причем уплощенные, удлинённые кристаллы ориентированы преимущественно в одном направлении — под углом 65—90° к плоскости контакта, нередко вытягиваясь в виде цепочек (рис. 1). Отдельные мелкие кристаллы могут размещаться вне общего плана, беспорядочно, однако такая беспорядочность кажущаяся: в действительности мелкие кристаллы образуют «потoki» одного направления. Они отличаются небольшими размерами, тогда как кристаллы, растущие ориентированно, достигают длины 15 см, в среднем 3—5—7 см.

По морфологическим особенностям могут быть выделены следующие разновидности сподумена: а) досковидные кристаллы пинакоидального габитуса, у которых наиболее развиты грани {100}; они отличаются зна-

¹ Спектральные анализы выполнены С. С. Яковлевой в спектральной лаборатории ЛАГЕД АН СССР.

чительными размерами и нередко обладают хорошо выраженными конечными гранями (рис. 2); б) кристаллы уплощенно-столбчатого облика пинакоидально-призматического габитуса, что обусловлено примерно равным развитием граней зоны $\{001\}$ с некоторым преобладанием значения грани $\{100\}$; конечные грани или не отмечаются, или выражены очень слабо; в) кристаллы столбчатого облика пинакоидального габитуса, что обусловлено развитием граней как $\{100\}$, так и $\{010\}$; довольно часто наблюдаются конечные грани.

Сподумен обладает совершенной отдельностью по (100) и средней призматической спайностью по (110) .

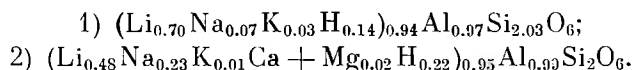
Окраска сподумена меняется от белой с голубоватым или розоватым и кремовым оттенками до яблочно-зеленой и желто-зеленой; в шлифах бесцветен, плекрохрирует очень слабо. Сподумен обнаруживает простое и полисинтетическое двойникование по (100) и (110) , причем последним свойственно косое по отношению к спайности (по 010) положение двойниковой плоскости (рис. 3). Светопреломление и двулучепреломление сподумена колеблется незначительно: $N_g = 1.678 - 1.672$, $N_p = 1.663 - 1.660$, $N_g - N_p = 0.015 - 0.020$, $2V = 58 - 62^\circ$; угол $N_g: [001] = 26^\circ$.



Рис. 2. Досковидный кристалл сподумена.
2/3 нат. вел.

Химический состав сподуменов (табл. 1) показывает, что минерал содержит незначительное количество примесей Fe, Mg, Ca. Содержание

лития заметно ниже, чем можно ожидать, исходя из теоретического состава. По-видимому, это объясняется тем, что для анализа был взят материал из образцов с несколько измененным сподуменом, на что указывает высокое содержание натрия и калия. Расчет по методу В. С. Соболева дает следующие кристаллохимические формулы:



Если применить иной метод расчета, исключив Al, Si, K и Na, входящие в кварц, альбит и мусковит теоретического состава, то получим формулу иного вида (анализ 2): $(\text{Li}_{0.87} \text{H}_{0.09})_{0.96} \text{Al}_{1.0} \text{Si}_2 \text{O}_6$, причем можно вычислить, что анализированные фракции содержали 9.6% альбита, 7.1% мусковита, 3.8% кварца и 79.5% сподумена.

Можно было бы предположить, что Na входит в структуру минерала, изоморфно замещая литий, но такой изоморфизм хотя и возможен теоретически, будет весьма ограничен, так как разница ионных радиусов Na и Li существенна. Поэтому более справедливым будет предположить наличие в анализированных образцах примеси минералов, возникающих в результате изменения сподумена.

Принадлежность изученного пироксена к сподумену подтверждается данными рентгеновского анализа, причем при расшифровке дебаграммы были установлены сильные линии сподумена с наложением слабых линий посторонней фазы, что подтверждает предположение о наличии механической примеси в минерале.

Кроме главных окислов, сподумен содержит еще и ряд малых элементов: Zr, Cu, Sn, Ge, Ga, Ba, Be, которые устанавливаются и в других минералах пегматитов.

Сподумен довольно часто подвергается интенсивному изменению. Наиболее широко распространено замещение сподумена циматолитовым агре-

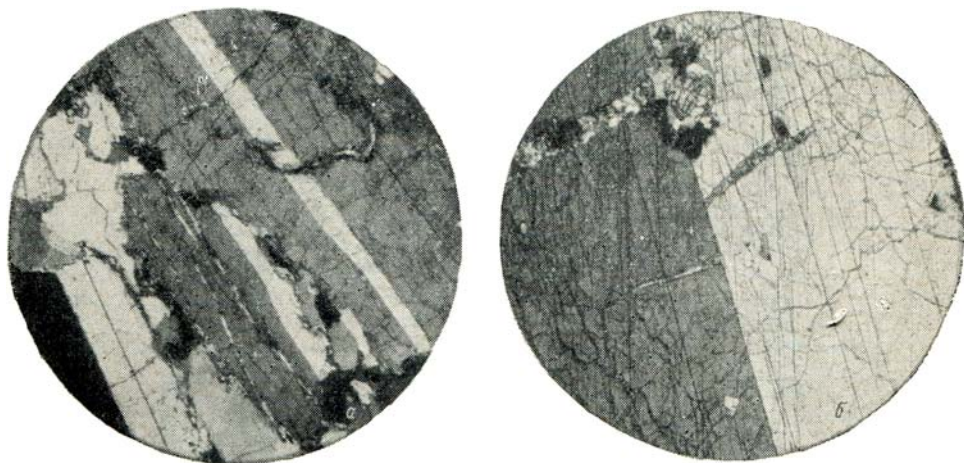


Рис. 3. Двойники сподумена.

a — полисинтепический по (100); *б* — простой по (110) с косым положением двойниковой плоскости по отношению к (010). Снято с анализатором. Увел. 15.

гатом с образованием частичных или полных псевдоморфоз, представляющих собой альбито-слюдистые агрегаты по форме кристаллов сподумена.

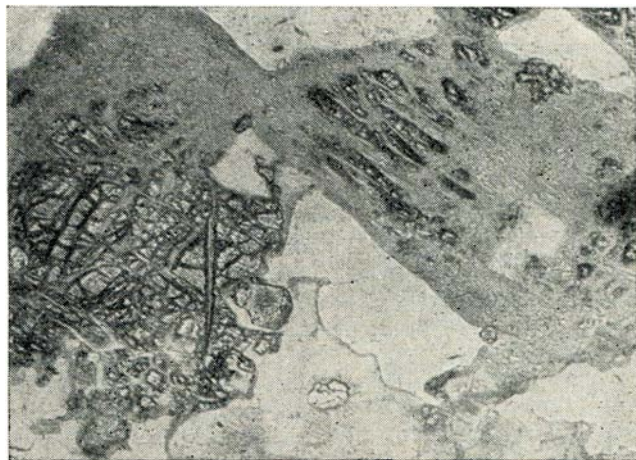


Рис. 4. Неполные псевдоморфозы циматолита по сподумену. Снято без анализатора. Увел. 15.

По времени этот процесс связан с альбитизацией — развитием сахаровидного альбита. Наблюдаются также полосчатые псевдоморфозы: это сильно измененные зерна сподумена, замещенного альбитом и слюдистыми минералами, с тончайшими жилками раскристаллизованного мусковита или куккеита (рис. 4 и 5). Содержание Li_2O в таких псевдоморфозах составляет всего 0.40—0.60%.

Представляют интерес своеобразные сростания сподумена с кварцем (рис. 6), природа которых не установлена.

В приповерхностных частях жил сподумен превращается в глинистые каолиновые псевдоморфозы белого или зеленоватого цвета.

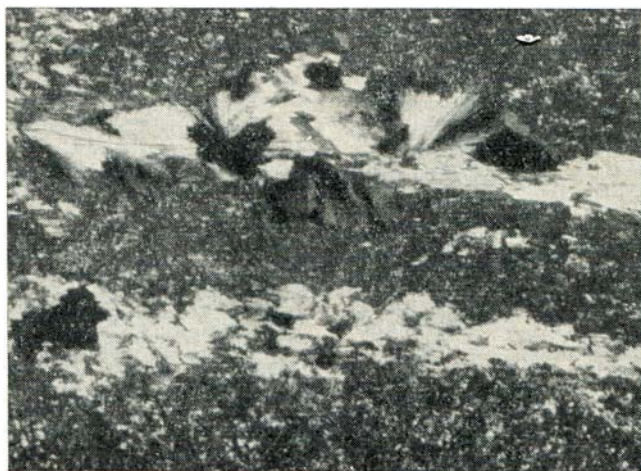


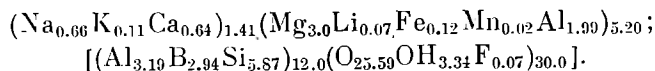
Рис. 5. Полосчатая псевдоморфоза по сподумену. Большая часть кристалла замещена агрегатом альбита и слюдяных минералов, по направлению спайности развивается мусковит и кункент. Снято с анализатором. Увел. 30.

Турмалин играет весьма существенную роль в описываемых пегматитах, причем устанавливается несколько его разновидностей.



Рис. 6. Вростки кварца в сподумене. Снято с анализатором. Увел. 15.

В приконтактных частях жил встречается турмалин голубовато-серого цвета, образующий короткопризматические кристаллы с преимущественным развитием граней гексагональной призмы $\{11\bar{2}1\}$, обуславливающих его призматический габитус. Кристаллы такого турмалина достигают длины 10—15 мм при сечении до 3 мм. В шлифах минерал обнаруживает слабую окраску и плеохроизм от бледно-желтого по N_g до бесцветного по N_p , оптические свойства — $N_g=1.639$, $N_p=1.619$, $N_g-N_p=0.020-0.022$. Кристаллохимическая формула, рассчитанная на основании химического анализа (табл. I, ан. 3) по методу В. С. Соболева, имеет следующий вид:



Другая разновидность встречается в виде кристаллов удлиненно-призматического или столбчатого облика призматического габитуса,

Таблица 1

Химический состав минералов пегматитовых пород

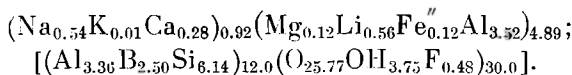
Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64.72	64.46	37.40	38.94	44.74	44.32	0.55
TiO ₂	Нет.	Нет.	Нет.	Нет.	Нет.	0.03	Нет.
B ₂ O ₃	—	—	10.87	9.20	—	—	—
Al ₂ O ₃	26.28	26.98	27.34	37.10	36.66	33.13	0.35
Fe ₂ O ₃	Нет.	0.27	Нет.	Нет.	0.32	1.00	Нет.
FeO	Нет.	0.14	0.96	0.96	Нет.	1.80	0.82
MgO	0.06	0.14	12.82	0.54	0.34	1.44	0.24
MnO	Нет.	0.05	0.14	4.29	0.06	0.03	0.08
CaO	Нет.	0.38	3.80	1.70	0.08	0.46	53.70
Na ₂ O	1.20	3.60	2.20	1.78	0.48	1.24	—
Li ₂ O	5.71	3.66	0.08	0.92	3.50	0.16	—
K ₂ O	0.81	0.30	0.60	0.55	9.56	10.38	—
Rb ₂ O	—	—	—	—	0.62	—	—
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.20
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	41.90
F	—	—	1.42	0.97	—	0.36	2.10
Cl	—	—	—	—	—	—	0.12
H ₂ O ⁺	0.68	0.94	3.23	3.40	4.42	5.53	0.52
H ₂ O ⁻	—	0.06	—	—	—	—	—
Поправка на F ₂ =O	—	—	-0.60	-0.41	—	-0.15	-0.91
Сумма	99.46	100.98	100.26	99.94	100.78	99.83	99.67

Примечание. 1 — сподумен, слабо измененный; 2 — сподумен, сильно измененный; 3 — турмалин из эндоконтакта серо-голубого цвета; 4 — розовый турмалин; 5 — лепидолит; 6 — литиевый мусковит; 7 — апатит.

обусловленного развитием граней {1121} и {1010}. Кристаллы его достигают 3 см длины при поперечнике до 0.8 см, имеют серую, темно-серую, синевато-серую часто с фиолетовым оттенком окраску в центральных частях зерен и розовую или фиолетовую — по краям. Переход между зонами с разной окраской постепенный, отмечаются и самостоятельные индивиды розового цвета.

Показатели преломления розового турмалина: $N_g=1.647$, $N_p=1.624$, $N_g-N_p=0.023-0.025$; к центру зерен зональных кристаллов они возрастают до $N_g=1.656$, $N_p=1.628$. В шлифах окрашен слабо и плеохроирует от зеленовато-желтого по N_g до бесцветного по N_p .

Однородный по окраске розовый турмалин был подвергнут химическому анализу (табл. 1, анализ 4); формула минерала имеет вид:



Третья разновидность турмалина — шерловая, с разделением на два типа. Турмалин первого типа темный, зеленовато-бурого цвета, в призматических кристаллах с показателями преломления $N_g=1.662-1.645$, $N_p=1.634-1.629$ (± 0.002); плеохроизм напряженный от густого серо-синего по N_g до розово-бурого по N_p . Турмалин второго типа близок к первому, имеет темно-зеленую, почти черную окраску. Кристаллы его обладают хорошо выраженными гранями гексагональной призмы {1121} и тригональной призмы {1010}, часто выявляется асимметричная зональность. Показатели преломления минерала $N_g=1.675$, $N_p=1.645$ (± 0.002), плеохроизм напряженный от густо-синего до бледно-желтого.

Асимметричная зональность — характерная черта турмалинов; переходы между зонами разной окраски и разных оптических свойств совершенно постепенные (рис. 7). Кристаллы расположены однообразно и наиболее развитые зоны всегда обращены в одном направлении. Вероятно, это связано с тем, что при росте кристаллов головные зоны развивались быстрее, чем остальные. Распределение турмалинов, принадлежащих к разным разновидностям, в пегматитах неравномерное. Шерловые разновидности обычно слагают «щетки» около контактов, а с удалением от них — цепочки одного направления, особенно хорошо выраженные в альбитизированных полосчатых породах, причем в последнем случае асимметрия строения проявлена отчетливее всего.

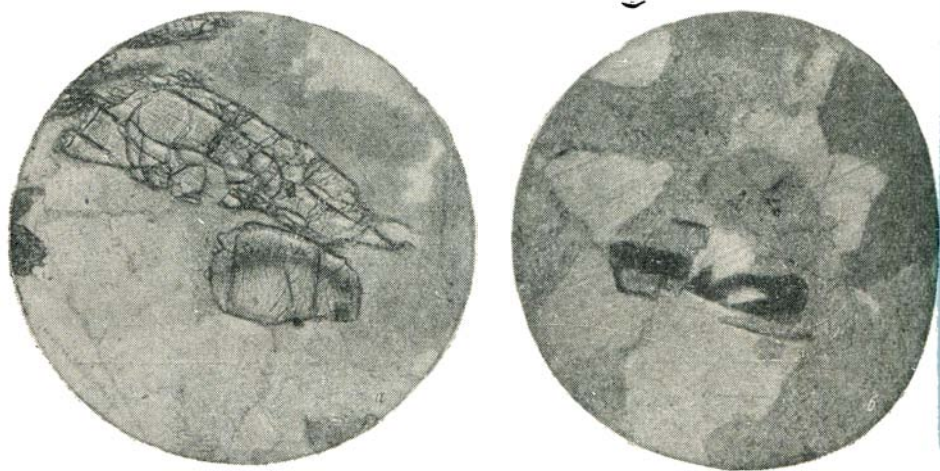


Рис. 7. Асимметрично зональные кристаллы турмалина.

а — полихромный турмалин; б — шерловый. Снято при положении николей под углом 45° . Увел. 13.

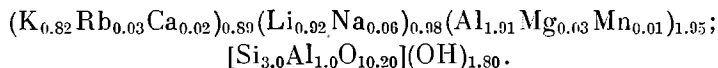
Турмалины, окрашенные в розовые и фиолетовые цвета, присутствуют только в тех породах, где содержится сподумен или лепидолит, а в голубовато-серый — в эндо- и экзоконтактах пегматитовых жил.

Нанесение оптических данных на диаграмму Винчелла (рис. 8) показывает, что свойства турмалинов меняются довольно закономерно — от шерла к эльбаиту по плавной кривой (разновидности II и III), а первая (приконтактовая) разновидность попадает на сторону увит-дравит.

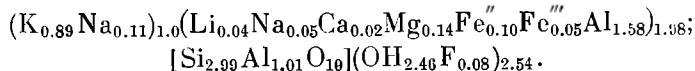
Спектральным анализом в турмалинах установлено присутствие Nb, Cu, Pb, Sn, Ge, Ga, Be.

С л ю д ы в породах пегматитов представлены лепидолитом и литиевым мусковитом. Лепидолит слагает тонкочешуйчатые агрегаты, отдельные пластинчатые кристаллы его имеют поперечник около 0.3—0.5 см. Минерал окрашен в розовый или розовато-фиолетовый цвет и обнаруживает зональное строение. По-видимому, здесь имеет место обрастание лепидолита бесцветным мусковитом. При измерении показателей преломления устанавливается, что для внешних частей чешук $Ng \cong Nm = 1.592$ (т. е. свойственное мусковиту), а в центральных частях $Ng \cong Nm = 1.580$, угол $2V = 44-48^\circ$.

Химический состав лепидолита (табл. 1, анализ 5) позволяет определить его кристаллохимическую формулу



Литиевый мусковит присутствует в породах в виде толсто-таблитчатых кристаллов псевдогексагональной формы; толщина пластинок достигает 5 мм, поперечник 10 мм. Окраска минерала желтая или зелено-желтая, в шлифе он бесцветен. Светопреломление литиевого мусковита $N_g \cong N_m = 1.592 - 1.594$, угол $2V = 46 - 50^\circ$. Кристаллохимическая формула, рассчитанная на основании полного химического анализа (табл. 1, анализ 6), имеет вид:



Апатит выступает в описываемых пегматитах как типично акцессорный минерал и не дает скоплений ни в одной породе, за исключением

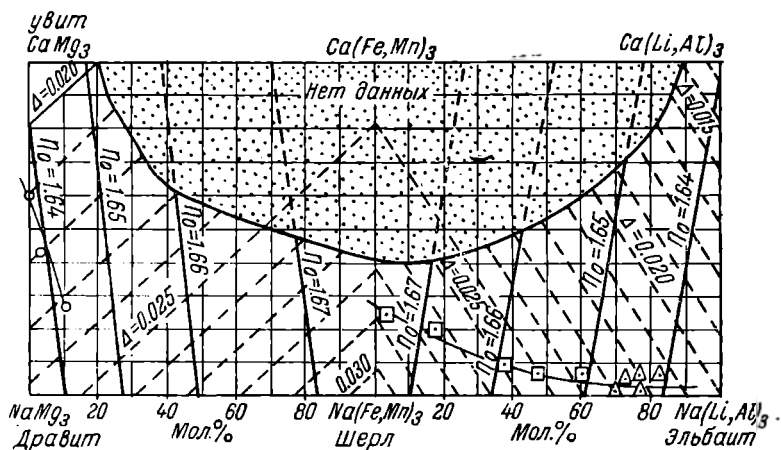


Рис. 8. Изменение оптических свойств турмалинов при нанесении на диаграмму Винчелла.

На сторону увит-давит ложатся разновидности (кружки) из эндо- и экзо-контакта; шерловые (квадратики) и полихромные (треугольники) разновидности ложатся на плавную кривую — шерл-эльбаит.

аплитовидных оторочек пегматитовых тел, где наблюдаются обогащенные им участки. Сравнительно высокое содержание его в некоторых искусственных шлихах объясняется часто низким абсолютным содержанием других тяжелых минералов. В большинстве случаев апатиту присуща характерная голубая или зеленовато-голубая окраска, и он содержит мелкие включения рудного минерала, обуславливающие, очевидно, его заметную электромагнитность. Встречается в виде зерен правильной гексагональной формы длиной до 1.5 см при поперечнике до 0.5 см и более мелких кристаллов неправильной формы размером 1—1.5 мм.

В пегматитах без сподумена, сменяющих сподуменовые на глубине, отмечается апатит ярко-бурого цвета, мутный за счет пылевидных включений, образующих гексагонально-призматические кристаллы с пинакоидальными окончаниями. В олигоклазовых гранитах присутствует белый апатит, неравномерно загрязненный пылевидными включениями и вследствие этого то мутный, то прозрачный.

В шлифах апатит бесцветен, светопреломление его колеблется незначительно: $N_g = 1.642 - 1.646$, $N_p = 1.636 - 1.640$, $N_g - N_p = 0.006$.

Кристаллохимическая формула минерала (табл. 1, анализ 7) $(Ca_{4.86} TR_{0.06} Fe_{0.05} Mg_{0.03})_{5.0} (F_{0.55} Cl_{0.02} OH_{0.43})_{1.0} P_3O_{12} \times 0.06H_2O$ свидетельствует о принадлежности минерала к типичным фтор-апатитам. Спектральным анализом в апатитах обнаружены примеси Cu и Ti (табл. 2).

Результаты спектральных анализов (качественных
и полуколичественных) минералов пегматитов
(аналитик С. З. Яковлева)

Элементы	Танталонит	Пирохлор	Уранинит	Апатит	Назлит	Цирколит	Гельвин	Туралин (перл)	Туралин (улит-драгит)	Слюшмен
Si	0.3—1.0	+	+	1	++	++	1	++	++	++
Al	+	+	—	+	+	+	—	++	++	++
Mg	0.03	+	—	+	+	+	—	+	+	+
Ca	0.01	+	—	10	+	+	+	+	+	+
Fe	0.01	+	—	1	—	+	+	+	+	+
Mn	1.0	+	—	1	—	+	Много.	+	+	+
Ti	0.001	—	—	0.001—0.003	+	+	—	0.001	+	0.001—0.003
Zr	+	—	—	—	++	++	—	—	—	0.001
Hf	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
Nb	Основа.	+	—	—	+	—	—	+	—	—
Ta	Много.	+	—	—	+	—	0.01	—	—	—
Cu	—	—	—	0.003	—	—	—	0.001	—	0.001
Pb	—	+	+	+	+	+	—	0.001	—	—
Sb	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
Sn	0.01—0.03	+	—	—	+	—	0.1	0.01—0.03	+	0.1—0.03
Ge	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
Ga	0.001—0.003	—	—	—	—	—	—	0.003—0.01	+	0.001—0.003
In	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—
Y	+	—	—	+	+	+	—	+	+	—
Ib	+	—	—	+	+	+	—	—	—	—
La	+	—	—	+	+	+	—	—	—	—
Sr	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—
Ba	—	+	—	+	+	+	—	+	+	0.03
Na	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—
Li	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—
Cs	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—
P	—	—	—	10	—	—	—	++	+	—
Sc	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
B	—	—	—	—	—	—	—	Много.	+++	—
F	—	—	—	—	—	—	—	++	++	—
Be	+	—	+	+	+	+	Основа.	0.003—0.03	+	0.001
Ce	0.01	—	—	—	—	—	—	+	+	—
U	—	—	+++	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	++	—	—	—	—	—	—	—

К о л у м б и т был обнаружен первоначально при изучении тяжелой фракции протолок пегматитов, а затем и в образцах. Он образует призматические кристаллы, уплощенные по {010}, иногда с пирамидальными окончаниями; блеск в свежем изломе смолистый, с поверхности зерен матовый из-за налетов продуктов изменения. В иммерсионных препаратах минерал просвечивает красно-бурым цветом и заметно двупреломляет. Показатель преломления $N=2.05$. Удельный вес минерала равен 5.7, что в совокупности с данными оптики и спектральных анализов (табл. 2) позволяет отнести его к колумбиту.

В породах пегматитов колумбит различается даже невооруженным глазом, особенно в интенсивно альбитизированных участках, где образует цепочечные прожилки.

Г е л ь в и н присутствует в очень небольшом количестве. Минерал изотропен, в иммерсионных препаратах дает бесцветные или светло-желтого цвета обломки, прозрачные или мутные, часто треугольных сечений; показатель преломления $N=1.738 \pm 0.002$, спектральный анализ минерала приведен в табл. 2.

При изучении пегматитов было установлено, что гельвин появляется лишь в некоторых жилах, причем образует скопления мельчайших зерен, крипнокристаллические агрегаты и пленочные жилки. Выделения его окрашены в сероватые, кремовые и розоватые тона и внешне напоминают часто землистые массы или корочки, обладающие, однако, высокой твердостью. Чаще всего гельвин приурочен к тонким жилкам сахаровидного альбита, секущим все минералы пегматитов. В участках пегматитов, где встречается гельвин, породы обычно интенсивно альбитизированы.

Для изучения минералов-примесей были выделены тяжелые фракции протолочек пегматитов, отобранных по разным жилам: ¹

проба 1: жила I, сподуменовый пегматит;
пробы 2 и 3: жила II, два пересечения одной жилы сподуменовых пегматитов;
пробы 4 и 5: жила III, два пересечения жилы сподуменовых пегматитов, пространственно близкой к жиле II;
проба 6: жила IV, являющаяся продолжением жилы II;
пробы 7 и 8: жилы V и VI, близкие по составу пегматитовые жилы, сменяющие сподуменовые пегматиты на глубине;
проба 9: жила VII, отвечает составу олигоклазового гранита, за счет которого предположительно развивались сподуменовые пегматиты.

В тяжелую фракцию протолочек попадают не только аксессуарные, но и породообразующие минералы, описанные выше. Результаты изучения проб сведены в табл. 3.

С ф а л е р и т окрашен в ярко-коричневый цвет, прозрачен, в иммерсионных препаратах обнаруживает изотропность и показатель преломления $N > 1.781$.² Спектральный анализ выявляет очень сильные линии Zn.

П и р и т представлен кристаллами кубической, пентагондодэкаэдрической и редко октаэдрической формы латунно-желтого цвета. Иногда интенсивно замещается лимонитом, который в этих случаях резко превышает содержание самого пирита.

М а г н е т и т для исследованных пегматитов является обычным аксессуарным минералом и встречается в мелких октаэдрических кристаллах с поперечником в доли миллиметра.

П и р о х л о р встречен в пегматитах, сменяющих сподуменовые их разновидности на глубине, присутствуя в виде изометрических зерен медово-желтого цвета (иногда с зеленоватым оттенком) с заметными, но сглаженными гранями октаэдра. С поверхности кристаллы покрыты темно-серыми продуктами изменения, придающими им матовый блеск, но в свежем изломе блеск смолистый. Минерал изотропен, показатель преломления $N \gg 1.781$; точность его диагностики подтверждается спектральным анализом (табл. 2).

По-видимому, пирохлор образует только очень мелкие кристаллы, так как обломки кристаллов в шлихах почти не встречаются.

У р а н и т установлен в изометрических и — реже — правильных октаэдрических кристаллах с налетами продуктов изменения на поверхности, придающими зернам слегка матовый блеск. В свежем изломе минерал имеет серовато-черный цвет. Точность диагностики определяется положительной тройной реакцией на уран и сильной реакцией на торий с «тороном», а также спектральным анализом (табл. 2).

Б а р и т является, очевидно, случайным минералом и встречен только в одной пробе в обломках кристаллов по спайности, светло-желтого цвета,

¹ Было взято 9 проб весом от 3 до 6 кг каждая, раздробленных до фракции 1 мм с частым просиванием и отмытых сначала водой в деревянном лотке, а затем разделенных в бромформе. Тяжелая фракция подвергалась магнитной и электромагнитной сепарации. Изучение велось с помощью бинокулярной лупы; количественный состав минералов определен по методу А. А. Кухаренко (1957).

² Последняя жидкость иммерсионного набора.

Номера проб	Номера жил	Апатит	Рутил	Сфалерит	Цирит	Лимонит	Магнетит	Титано-пинобит	Шрохлор	Уранинит	Барит
1	I	Р. з.	Р. з.	—	Р. з.	—	Р. з.	0.6	—	—	—
2	II	—	—	Р. з.	1.7	—	Р. з.	1.0	—	—	—
3	II	—	—	Р. з.	Р. з.	—	Р. з.	2.9	—	Р. з.	—
4	III	—	—	Р. з.	1.0	—	Р. з.	2.0	—	—	—
5	III	—	—	Р. з.	2.0	—	Р. з.	7.7	—	1.4	—
6	IV	—	—	—	12.2	—	Р. з.	5.5	—	Р. з.	—
7	V	—	—	—	1.3	—	Р. з.	0.3	2.5	—	—
8	VI	—	—	Р. з.	0.3	7.3	Р. з.	—	0.8	—	0.6
9	VII	—	—	—	51.7	—	Р. з.	—	—	—	—

слегка мутных, с показателями преломления $N_g=1.647$, $N_p=1.636$ (± 0.002).

Шеелит устанавливается лишь изредка в неправильных зернах белого со слегка желтоватым оттенком цвета и жирным блеском. Минерал люминесцирует ярко-голубым светом; показатель преломления $N > 1.781$, двупреломление низкое.

Циркон редок, представлен прозрачными призматическими кристаллами светло-розового цвета со сглаженными ребрами; двупреломление высокое, $N > 1.781$.

Наэгит только в олигоклазовом граците (проба 9) и представлен тетрагональными призматическими кристаллами темно-бурого цвета, которые с поверхности сильно корродированы и покрыты продуктами изменения (матовая корочка), но в свежем изломе имеют стеклянный блеск. Минерал изотропен, $N > 1.781$; спектральный анализ его приведен в табл. 2.

Циртолит присутствует во всех изученных пробах (кроме 9) в виде мелких (доли миллиметра) кристалликов гиаинтового габитуса (комбинация призмы {100} с дипирамидой {111}) и изредка цирконового (комбинация призмы {110} с дипирамидой {111}). Кристаллы мутные, чаще всего светло-бурые, реже оранжевые и оранжево-бурые; двупреломление очень низкое, а светопреломление значительно ниже цирконового и чаще всего $N=1.746$, опускаясь до величины 1.730 или поднимаясь до 1.780; лишь в одном случае $N > 1.781$. Спектральный анализ циртолита приведен в табл. 2.

Гранат образует кристаллы светло-розового цвета, прозрачные или слегка мутноватые, со сглаженными гранями; показатель преломления $N=1.802-1.790$. Также как гельвин и ряд других минералов, гранат приурочен обычно к интенсивно альбитизированным породам пегматитов. Иногда он слагает довольно крупные выделения зернистого строения (до 2—3 мм в поперечнике), реже встречается в отдельных сравнительно крупных зернах.

Сфен наблюдается в кристаллах характерной конвертообразной формы со сглаженными ребрами, прозрачных или несколько мутноватых. Минерал имеет светло-желтую окраску, содержит мелкие включения черного цвета.

Эпидот встречается в протолочках пегматитов в очень небольшом количестве (редкие знаки) и, очевидно, не является типичным аксессуарным минералом изученных пород.

протолокчек пегматитов (в %)

Шеслит	Апатит	Циркон	Циркозит	Наэтит	Гельвинг	Грапат	Сфен	Турмалин	Сподумен	Эпидот	Слюдя
—	1.2	—	Р. з.	—	—	Р. з.	—	30.2	68.0	—	—
—	2.4	—	Р. з.	—	Р. з.	33.7	Р. з.	17.7	43.5	Р. з.	—
—	0.9	—	0.1	—	—	2.8	Р. з.	3.4	89.9	Р. з.	—
Р. з.	1.4	Р. з.	0.3	—	Р. з.	78.3	—	17.0	Р. з.	Р. з.	—
—	30.8	—	1.8	—	—	33.6	—	19.1	3.3	Р. з.	0.3
—	3.7	—	0.8	—	0.3	72.5	—	4.9	—	—	0.1
—	60.4	—	Р. з.	—	—	Р. з.	Р. з.	35.5	—	—	—
—	89.1	—	Р. з.	—	—	Р. з.	—	Р. з.	Р. з.	—	1.9
—	43.3	—	—	3.9	—	0.2	—	Р. з.	—	—	0.9

А н а т а з и р у т и л отмечены только в одной пробе в виде единичных мелких кристаллов.

Изучение минералов, их взаимоотношений и состава позволяет высказать некоторые соображения о происхождении описываемых пегматитов. Можно полагать, что литиевые и некоторые акцессорные минералы пегматитов возникли метасоматическим путем при наложении процесса метасоматоза на жильные гранитоидные породы, по составу близкие олигоклазовым гранитам или кварц-микроклиновым пегматитам. Перекристаллизация и явления метасоматоза были вызваны литийсодержащими растворами, путями поступления которых служили крупные разрывные нарушения и зоны тектонитов. Такое предположение подтверждается широким развитием процессов щелочного метасоматоза в районе распространения пегматитов; зоны образующихся при этом натровых метасоматитов (эгиринов, альбититов) также приурочены к тектоническим разрывам и зонам трещиноватых пород, причем в составе минералов метасоматитов (эгирина, щелочного амфибола, слюд) присутствует в заметном количестве (до 0.1%) литий. Наличие примеси лития в натровых метасоматитах позволяет говорить о существовании не только пространственной, но и генетической связи процессов натрового метасоматоза и литиевой минерализации.

Образование натровых метасоматитов или литиевых пегматитов связано, по-видимому, со специфической метасоматическими растворами и исходным составом замещаемых пород. Зависимость особенностей различных по составу натровых метасоматитов от характера изменяемых пород прослеживается достаточно четко, а условия, необходимые для метасоматического образования сподумена, достигаются при переработке гранитоидных пород с содержанием $\text{SiO}_2=65\%$ (Рой Р., Д. Рой и Осборн, 1950). Именно такого типа породы и встречаются по простиранию тел сподуменовых пегматитов и в них самих в виде непереработанных участков. По сути дела натровые литийсодержащие метасоматиты являются лишь иным типом «ловушек» минерализации (Никитин, 1959, 1960).

Следует отметить еще одну особенность метасоматитов и пегматитов: они приурочены к богатым основаниями породам, первые — к железистым кварцитам и сланцам, вторые — к контакту кварцитов и карбонатных пород. Эта особенность не случайна, такая приуроченность наблюдается во многих районах. Д. С. Коржинский убедительно показал, что возникновение натровых метасоматитов КМА обусловлено повышением активности щелочей при растворении оснований метасоматическими раство-

рами (Коржинский, 1953). Приуроченность сподуменовых пегматитов к контакту кварцитов и карбонатных пород может быть очевидно объяснена подобным же образом. Изменение рН растворов и повышение активности щелочей (Na, Li) за счет растворения оснований из карбонатных пород (Коржинский, 1956) обусловило метасоматическое развитие литиевых минералов в пегматитах.

ЛИТЕРАТУРА

- К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд. АН СССР, 1953.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7, 1956.
- К у х а р е н к о А. А. О методике количественно-минералогического анализа шпихов. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 8, № 215, 1957.
- Н и к и т и н В. Д. Современное состояние учения о процессах и условиях формирования пегматитов. Зап. Ленингр. горн. инст., т. XL, 1959.
- Н и к и т и н В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. Докл. сов. геологов XXI сессии Международн. геол. конгр., пробл. 17, Изд. АН СССР, 1960.
- Р у д е н к о С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. Зап. Всесоюзн. минерал. общ., ч. 83, № 1, 1954.
- Р о у Р., D. R o u а. E. F. O s b o r n. Compositional and stability relationships among the lithium aluminosilicates: eucryptite, spodumena, petalite. Journ. Amer. Ceramic Soc., vol. 33, № 5, 1950.

Д. А. Михайлов, В. Л. Дук

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В АРХЕЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Среди кристаллических пород архея Алданского щита широко развиты метасоматические, преимущественно диопсидовые породы, которые представлены комплексом жильных пород и реакционными зонами мощностью 2—3 м на контактах доломитовых мраморов с силикатными породами.

Метасоматические диопсидовые образования часто приурочены к метаморфической толще, содержащей пачки карбонатных пород (федоровская свита иенгрской серии), что позволило Д. С. Коржинскому рассматривать их как скарновые (Коржинский, 1952, Шабнин, 1958). Однако как показывают детальные исследования, пространственная приуроченность метасоматических жил к пластам карбонатных пород не является доказательством их контактово-метасоматического происхождения.

Значительная часть диопсидовых пород представлена метасоматическими жилами, которые развиваются с замещением разнообразных пород (кварцитов, гнейсов, гранитов и сланцев) и распространены в пределах значительных площадей, сложенных различными стратиграфическими комплексами. Это свидетельствует о региональном характере метасоматического процесса (Судовиков, 1956; Другова и др., 1959). Метасоматические породы жильного комплекса и контактово-реакционных зон имеют сходный состав (диопсид, скаполит, амфибол, флогопит), но зональность последних отличается от зональности жильных диопсидовых пород по характеру расположения и последовательности зон (Михайлов, 1960). Возрастное положение контактово-реакционных диопсидовых по-

род довольно определенное: с одной стороны, они метасоматически замещают метаморфические породы (мраморы, гнейсы, сланцы), а с другой — подвергаются процессам ультраметаморфизма — мигматизации и будинажу. Диопсидовые породы этой группы развиты только в зоне контакта силикатных и карбонатных пород, не дают жильных ответвлений в боковые породы и не содержат сколько-нибудь значительных концентраций магнетита и флогопита.

При геолого-съемочных работах метасоматические диопсидовые породы, как правило, не расчленяются на указанные две группы, а выделяются как единые по генезису образования, служащие поисковым признаком на месторождения железа и флогопита. Приуроченность контакто-реакционных диопсидовых пород только к определенным горизонтам (к пластам мраморов) распространяется и на жильные диопсидовые породы. По наличию диопсидовых пород в толще кристаллических сланцев и гнейсов выделяются так называемые «продуктивные горизонты», и на этом основании вся толща пород относится к федоровской свите. Но так как между диопсидовыми породами разного типа не делается различия, выделение по наличию их «продуктивных горизонтов», а иногда и свит не имеет надежного методического обоснования.

Железорудные и флогопитовые залежи часто приурочены к толще, содержащей прослой доломитовых мраморов, но это еще не свидетельствует об их прямой генетической связи (Шабынин, 1958). Решающую роль в локализации жильных метасоматических диопсидовых, диопсидо-флогопитовых и диопсидо-магнетитовых пород в определенных участках играет, по-видимому, структурный контроль.

При изучении складчатых структур в районах железорудных и флогопитовых месторождений устанавливается различная их роль в локализации рудных тел. Складчатые структуры архея Алданского горнопромышленного района (Другова и др., 1959; Судовиков и др., 1962) являются разновозрастными образованиями, возникли в две различные эпохи архейского диастрофизма и резко отличаются друг от друга по морфологии, генезису и особенностям локализации флогопитовых и железорудных залежей.

Жильные метасоматические образования располагаются в целом независимо по отношению к древним складчатым структурам первой эпохи архейского диастрофизма, образуемые ими зоны нередко занимают секующее положение по отношению к простиранию этих структур (Леглиерская, Каталахская, Куранахская группы месторождений). Обычно жильные метасоматиты локализованы в пределах сравнительно узких протяженных линейных зон (Эльконо-Эмельджакская, Каталахская группы месторождений и ряд других). Так, например, в Эмельджакской группе метасоматические жильные образования приурочены к зоне северо-западного простирания шириной 1.5—2 км (рис. 1). За пределами этой зоны в тех же самых стратиграфических горизонтах метасоматические флогопитоносные диопсидовые жилы отсутствуют. В большинстве случаев зоны проявления жильных диопсидовых пород (Эмельджакская, Каталахская и др.) подчеркнуты пострудными тектоническими нарушениями, сопровождающимися дайками и милонитами, метаморфизованными в условиях разных фаций. В районе Пионерского железорудного месторождения магнетитовые руды развиты по милонитизированным гнейсам и сланцам.¹ Последнее не может интерпретироваться иначе, как возник-

¹ Развитие на этом месторождении, в отличие от других железорудных месторождений Алдана, магнетитовых руд не по мраморам, а по силикатным породам, очевидно, связано с тем, что мраморы в результате милонитизации и перекристаллизации были превращены в топкозернистые породы, являющиеся менее благоприятной средой для проникновения метасоматизирующих растворов, чем катаклазированные гнейсы и сланцы.

новение дорудных тектонических нарушений в сравнительно жестких консолидированных породах, претерпевших складчатость и метаморфизм первой эпохи архейского диастрофизма. Неоднократное возобновление движений вдоль этих зон в различные периоды тектогенеза, возможно,

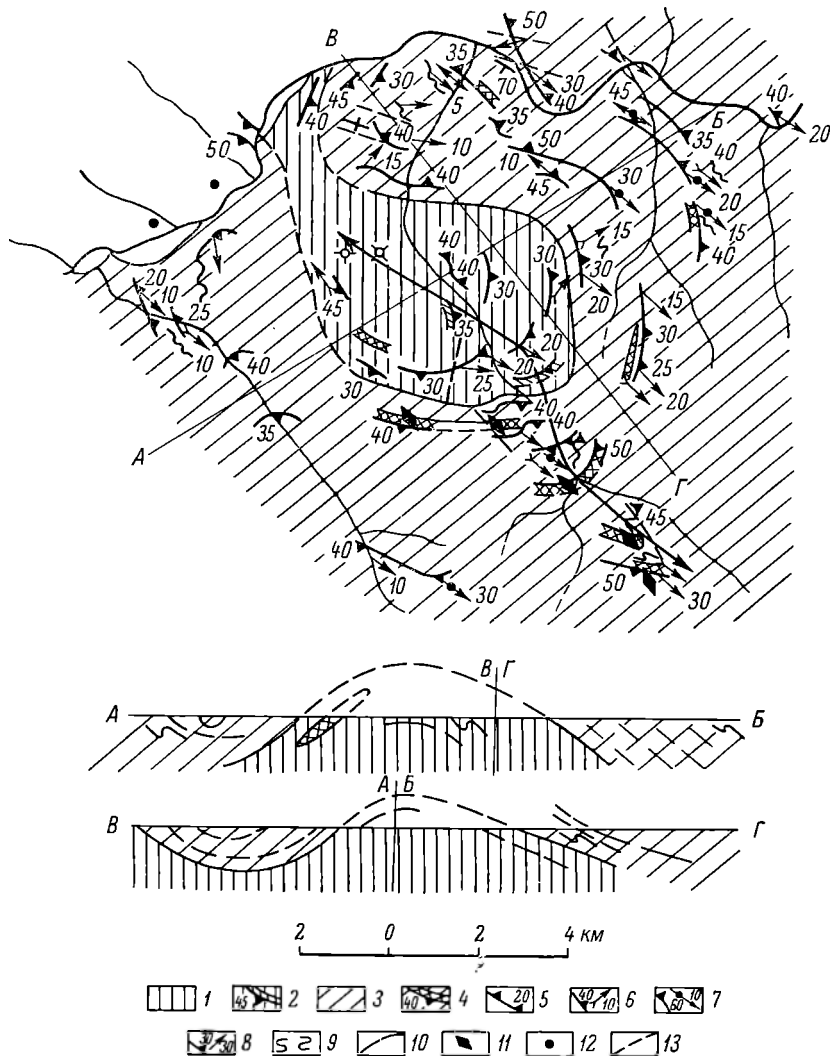


Рис. 1. Структурно-геологическая схема района Эмельджакского месторождения флогопита. (Составил В. Л. Дук, 1962).

Иенгрская серия: 1 — биотитовые гнейсы верхнеалданской свиты с гранато-биотитовыми и гранатосиллиманитовыми прослоями (2); 3 — амфиболовые и амфиболо-пироксеновые гнейсы и сланцы федоровской свиты с прослоями диопсидовых пород (4); 5 — сланцеватость, слоистость; 6 — оси мелких и малых складок; 7 — минеральная линейность; 8 — линейность, образованная минеральными скоплениями, линейная ребристость или желобчатость; 9 — рисунок мелких и малых складок; 10 — ось Эмельджакской антиклинали; 11 — флогопитовые месторождения; 12 — флогопитовые рудопровявления в жильных метасоматических диопсидовых породах; 13 — дизъюнктивные нарушения.

связано с тем, что они относятся к тектоническим нарушениям сравнительно глубокого заложения (дайки основного состава), имеющим длительный период развития.

В пределах отдельных участков, где зоны жильных метасоматитов параллельны шарнирам древних складчатых структур, устанавливается

четкая зависимость расположения метасоматических жил по отношению к складчатым структурам. В качестве примера можно привести месторождение Эмельджак, где статистические замеры жил показали, что наиболее крупные диопсид-флогопитовые тела (участки Центральный и Скальный) располагаются субпараллельно осевой поверхности дополнительных антиклинальных складок, имея несколько более крутое, чем они, падение (рис. 2, А). Сопоставление диаграмм, составленных по разным частям складок (рис. 2, В—Г), показывает, что в нормальных, опрокинутых крыльях складок и в зоне осевой поверхности наблюдаются свои особенности распределения метасоматических жил, указывающие на связь рудоконтролирующей трещиноватости с анизотропией древней складчатой структуры.

Другой особенностью распределения флогопитоносных метасоматических пород в районе месторождения Эмельджак является то, что хотя они и расположены в определенной тектонической зоне, тем не менее в их локализации большую роль играют горизонты определенного литологического состава, сложенные диопсидовыми сланцами и гнейсами с прослоями мраморов (рис. 1). Для этих горизонтов обычно характерна дополнительная опрокинутая складчатость, тогда как в горизонтах, сложенных более или менее однородными пачками кристаллических пород, дополнительная складчатость слабо проявлена и имеет характер пологих структур. По-видимому, наблюдающаяся структурная анизотропия кристаллической толщи предопределяла избирательную локализацию жильных метасоматических пород в горизонтах определенного литологического состава в пределах рудной зоны.

Необходимо подчеркнуть, что сложная и напряженная складчатость в горизонтах аналогичного состава, расположенных вне обычно протяженных линейных зон метасоматоза, не сопровождается образованием жильных диопсидовых и диопсидо-флогопитовых пород, что указывает на отсутствие прямой связи флогопитоносных пород с формированием малых складчатых структур.

Иные взаимоотношения между складчатостью и процессами рудообразования были установлены в складчатых структурах, связанных с движениями верхнеархейской эпохи диастрофизма. Примером структур этой эпохи могут служить складчатые структуры железорудных месторождений Таежное и Дес-Неричи. От складчатых структур первой эпохи диастрофизма их отличает субвертикальная ориентировка шарниров, крутое погружение длинных осей будинаж-структур. Следовательно, в формировании этих складчатых структур значительную роль играли полого направленные дифференциальные движения. По отношению к процессу рудообразования эти движения в ряде случаев являются несомненно пострудными, приводящими к их брекчированию. Наиболее отчетливо взаимоотношения процессов железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза с движениями в период повторной мобилизации (гранитизации) установлены в устье р. Чуги, где образование куполовидных структур приводит к будинажу и переориентировке метасоматических жил. При формировании железорудных залежей карбонатные породы, вероятно, играли лишь роль благоприятной среды для отложения в них магнетита.

Важным условием является состав метаморфической толщи, из которой в процессе гранитизации могло освобождаться в значительных количествах железо. Например, в районе Куранахских флогопитовых месторождений в метасоматических породах, залегающих вблизи доломитовых мраморов, магнетитовые руды отсутствуют, в то время как на Эмельджакском месторождении (участок № 7) метасоматические магнетитовые руды замещают кристаллические сланцы и гнейсы, среди которых кар-

бонатных пород нет. Связь состава метасоматитов с составом метаморфических пород подчеркивается распределением борной минерализации.

Борсодержащие минералы в жильных диопсидовых и диопсид-магнетитовых породах были встречены именно в тех районах, где распростра-

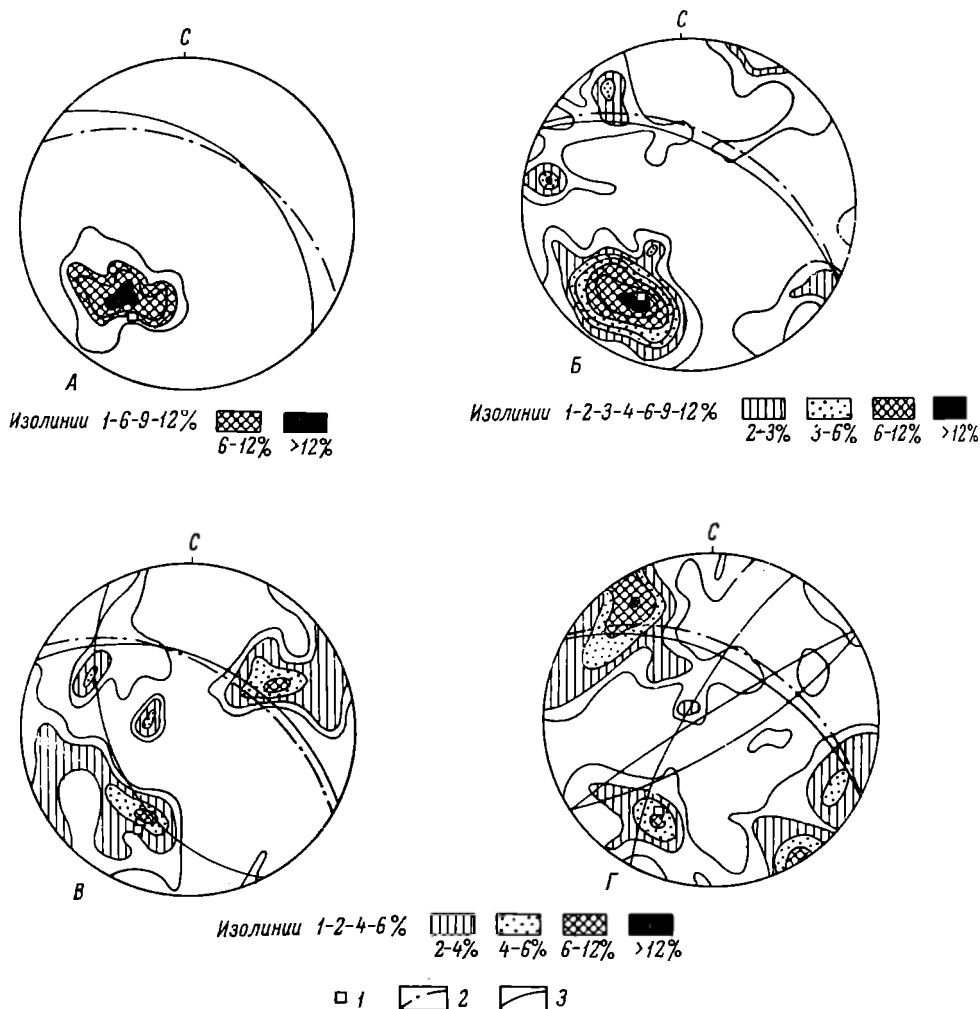


Рис. 2. Диаграммы ориентировки метасоматических диопсидовых жил участков «Центральный» и «Скальный» месторождения Эмельджак.

А — ориентировка крупных диопсид-флогопитовых тел (60 замеров); Б — ориентировка метасоматических жил в нормальных крыльях дополнительных антиклинальных складок шириной 70—100 (100 замеров); В — ориентировка метасоматических жил в опрокинутых крыльях тех же складок (75 замеров); Г — ориентировка метасоматических жил в зоне осевой поверхности дополнительных антиклинальных складок (130 замеров).

1 — проекция перпендикуляра к осевой плоскости дополнительных складок; 2 — проекция осевой плоскости; 3 — проекция плоскостей главных направлений ориентировки метасоматических диопсидовых жил, соответствующая на диаграммах главным максимумам. Полюса трещин, выполненных метасоматическими диопсидовыми жилами, нанесены на проекцию верхней полусферы равноплоскостной сетки Вульфа. Диаграммы Б, В приведены к 100.

нены относительно обогащенные бором осадочно-метаморфические породы (турмалиновые кварциты и турмалиносодержащие биотитовые и силлиманитовые гнейсы). Другим подтверждением такой связи является локализация флогопитоносных метасоматических жил в гранитоидах, которые служили источником калия, необходимого для образования флогопита

во время железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза, т. е. устанавливается зависимость флогопитоносности диопсидовых жил от состава вмещающих пород. Например, на Таежном железорудном месторождении промышленные скопления флогопита встречены только в той части месторождения (северное крыло крупной складки), где замещению метасоматическими жилами подвергаются залегающие здесь аляскинты.

Такой зависимостью минералогического состава жил от состава вмещающих пород в значительной степени объясняется и территориальная разобщенность флогопитовых и железорудных месторождений Алдана, хотя они генетически связаны с одним и тем же комплексом жильных метасоматических пород.

Об отсутствии прямой генетической связи метасоматических жил с карбонатными породами свидетельствуют особенности состава минералов диопсидовых жил. Главные минералы и ряд второстепенных (сфен, апатит, сульфиды) встречаются в контактово-метасоматических и в жильных диопсидовых породах. Поэтому возникла необходимость выявить отличительные особенности геохимии двух метасоматических процессов. С этой целью на основе химических и спектральных анализов¹ проводилось детальное изучение состава минералов, слагающих метасоматические породы. Метасоматические изменения вмещающих пород обычно выражаются в новообразовании скаполита, диопсида, сфена и исчезновении кварца и наблюдаются не только вблизи контактов, но и на значительном удалении от них.

В аляскитовых гранитах, замещенных диопсидовыми жилами, кроме образования вышеназванных минералов происходит перекристаллизация калиевого полевого шпата с образованием зон крупнозернистых полевошпат-диопсидовых пород. Микроклин-пертит гранитов ($-2V=86^\circ$, $Nm : \perp (010)=12^\circ$), не обнаруживающий двойникового строения, в контактах гранитов с метасоматическими жилами постепенно переходит в моноклинный калиевый полевой шпат—ортоклаз ($-2V=60^\circ$, $Nm : \perp (010)=4^\circ$).

В процессе перекристаллизации микроклина в ортоклаз в нем исчезают пертитовые вроски. В микроклине пертиты обычно равномерно распределены по всему зерну и ориентированы в одном направлении. Ближе к диопсидовым жилам пертитовые вроски в калиевом полевошпате гранитов увеличиваются в размере, приобретают неправильную форму и обособляются в краевой части зерен. Ортоклаз лишен пертитов, а его крупные кристаллы часто окружены агрегатом мелких зерен альбит-олигоклаза.

При перекристаллизации микроклина в ортоклаз происходит увеличение в полевошпате К и уменьшение Na (табл. 1). Ортоклаз содержит несколько больше Rb по отношению к К, чем микроклин (табл. 2).

Причины перекристаллизации микроклина гранитов в ортоклаз при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе остаются неясными. По-видимому, в этих условиях микроклин оказывался неустойчивым. Калий не выносился далеко за пределы метасоматических зон, а фиксировался в их внешних частях, связываясь в ортоклазе.

С ф е н является обычным минералом для приконтактовых участков вмещающих пород с метасоматическими диопсидовыми жилами. Состав сфена в жилах отличается самым высоким содержанием редких земель (от 3 до 4,2%) и не зависит от состава замещаемых ими пород, как это устанавливается для сфена контактово-метасоматических диопсидовых пород. Это указывает на значительные масштабы и дальность миграции

¹ Анализы производились в Лаборатории геологии докембрия АН СССР В. С. Быковой, В. Д. Бугровой, С. С. Яковлевой.

Химические анализы микроклинов из аляскистов
и ортоклаза из метасоматических диопсидовых жил,
развивающихся по аляскистам

Окислы	Микроклин			Ортоклаз					
	907	343	301	399—14	960-а	905	405	399	878
SiO ₂	64.26	—	—	65.06	64.12	—	—	64.62	63.00
TiO ₂	0.27	—	—	He обн.	0.22	—	—	He обн.	0.22
Al ₂ O ₃	19.43	—	—	18.96	19.48	—	—	18.76	19.50
Fe ₂ O	0.16	—	—	0.10	0.10	—	—	0.18	0.40
FeO	0.36	—	—	0.22	0.42	—	—	0.28	0.36
MnO	He обн.	—	—	0.02	He обн.	—	—	0.02	He обн.
MgO	0.30	—	—	0.10	0.29	—	—	0.30	0.42
CaO	0.46	—	—	0.50	0.66	—	—	0.48	0.62
Na ₂ O	3.51	3.52	5.30	1.74	2.63	1.52	1.60	1.48	1.72
K ₂ O	11.18	10.54	10.20	13.09	12.03	13.55	13.12	13.74	13.28
H ₂ O ₁₀₅ . . .	He обн.	—	—	0.06	He обн.	—	0.04	0.04	He обн.
П. п. п. . . .	He обн.	—	—	0.32	0.24	—	—	0.28	0.30
Сумма	99.93	—	—	100.17	100.19	—	—	101.27	99.82

элементов (Са и связанных с ним TR и Ti) при формировании комплекса жильных метасоматических пород, образование которого нельзя рассматривать только в рамках контактово-метасоматического процесса (Михайлов, Быкова, 1964).

Таблица 2

Содержание К, Na и Rb в калиевых полевых шпатах

Окислы	Микроклин гранитов					Ортоклаз метасоматических жил					
	907	343	301	821	399м	399а	905	960а	878	405	821в
K ₂ O	11.18	10.54	10.20	8.53	13.09	13.83	13.55	12.29	13.25	13.12	12.3
Na ₂ O	3.51	3.52	5.30	5.26	1.74	1.48	1.52	2.42	1.65	1.60	2.48
Rb ₂ O	0.033	0.029	0.031	0.038	0.094	0.101	0.057	0.044	0.039	0.064	0.036
2V, °	—82	—86	—74	—80	—72	—60	—56	—62	—60	—60	—60

Скаполит образует крупные изометрические зерна, обычно переполненные вросками диопсида, реже идиоморфные шестообразные кристаллы, располагающиеся во вмещающей породе перпендикулярно к контакту жилы. Вместе с диопсидом скаполит слагает краевые зоны, не превышающие 20—30 см. В гнейсах и сланцах образуются полосчатые диопсидо-скаполитовые породы.

Содержание мейонитовой молекулы в скаполите варьирует от 30 до 60%; минерал содержит Cl, F, CO₂, SO₃ и H₂O. В скаполите метасоматических жил в отличие от скаполита контактово-реакционных диопсидовых пород почти всегда присутствует примесь редких земель (Ce, La, V).

Диопсид — главный минерал метасоматических пород — ни по оптическим свойствам, ни по составу существенно не отличается от диопсида контактово-реакционных пород. И в тех и в других диопсид содержит постоянную примесь Ni, Zr, V, Yb.

Ш п и н е л ь появляется в метасоматитах, развившихся по алюмосиликатным породам (гранитам, гнейсам, мигматитам), чаще всего в виде мелких зерен неправильной формы, неравномерно распределенных в массе диопсидовых пород; иногда встречаются крупные идиоморфные кристаллы, цвет шпинели темно-зеленый, $N=1.736-1.758$.

Шпинель из метасоматических жил отличается большей железистостью по сравнению со шпинелью из контактово-метасоматических пород (Судовиков и др., 1962) и содержит постоянную примесь Mn, Ti, V, Be, Ni, Co, Cu, Zn, Sc, Ga.

О р т и т в метасоматических жилах развивается с замещением диопсида, что не позволяет рассматривать его как реликтовый минерал. По составу ортит диопсидовых жил (Михайлов, Быкова, 1964) отличается от ортита гранитов и пегматитов архея Алданского щита. Общая сумма редких земель в ортите достигает 19%, что свидетельствует, очевидно, о привносе редкоземельных элементов при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе.

А м ф и б о л в метасоматических жилах является широко распространенным минералом. Его состав варьирует от маложелезистого паргасита до железистой роговой обманки. Амфибол, развиваясь с замещением диопсида и шпинели, часто образует мономинеральные зоны.

Спектральные анализы показывают постоянное присутствие в амфиболе из метасоматических жил Cr, Ni, Co, Nb, La, Yb, Sr.

В реакционно-метасоматических и диопсидовых породах амфибол встречается редко, а элементы примеси, характерные для амфиболов метасоматических жил, встречаются спорадически.

А п а т и т образует обычно крупные кристаллы призматического габитуса. Более мелкие зерна апатита располагаются внутри кристаллов амфибола. Цвет апатита чаще всего голубовато-зеленый, реже красновато-коричневый, обусловленный мельчайшими включениями гидроокислов железа. Иногда встречаются зонально окрашенные апатиты с голубовато-зеленой центральной частью и красной краевой. Апатиты метасоматических жил характеризуются сравнительно высоким содержанием редких земель (от 1.03 до 1.46) и постоянным присутствием Sr, Pb, Zr, Cu и V. Апатиты из жильных метасоматитов по гранитам содержат Sr и следы V, что отличает их от апатитов из жильных метасоматитов в метаморфических породах, которые всегда содержат V, но обеднены Sr и TR. Присутствие в апатите метасоматических диопсидовых жил элементов примесей, характерных как для кислых (Sr и TR), так и для основных (V) пород (Сумин, 1957), свидетельствует о заимствовании элементов в процессе железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза из вмещающих пород.

Ц и р к о н является обычным минералом метасоматических жил, развитых по гранитам. Он наблюдался в ассоциации со скаполитом и диопсидом, причем количество его всегда значительно больше, чем во вмещающих гранитах. Химический анализ циркона из метасоматических жил Эмельджакского флогопитового месторождения приведен в работе В. А. Галюка (1957).

Ф л о г о п и т является широко распространенным минералом жильных метасоматических и диопсидовых пород. В реакционно-метасоматических диопсидовых породах флогопит встречается значительно реже. Состав флогопитов диопсидовых пород (Шабынин, 1958; Судовиков и др., 1962) обнаруживает значительные колебания в содержании железа. Флогопит контактово-реакционных пород обычно менее железистый. Содержание калия во флогопитах обеих групп диопсидовых пород колеблется в небольших пределах и равно 8—9%. Флогопиты метасоматических жил в отличие от флогопитов контактово-реакционных пород

Содержание К и Rb в флогопитах диопсидовых пород
(вес. %)

Оксида	Контактово-метасоматические диопсидовые породы								Метасоматические диопсидовые жилы									
	588	570	978	995	996	1568	580	581	606	991	988	636	348	35	385	415	1074	595
K ₂ O	8.24	8.50	7.34	9.32	9.10	9.60	9.75	9.33	8.28	9.96	6.41	9.16	9.62	9.68	9.35	9.51	9.88	9.44
Rb ₂ O	0.038	0.046	0.079	0.031	0.046	0.072	0.048	0.040	0.083	0.087	0.107	0.078	0.083	0.090	0.084	0.072	0.083	0.086

содержат постоянную примесь Ni, Co, Cr, Zn, Nb и Zr; они имеют [также неодинаковое содержание рубидия (табл. 3). Благодаря кристаллохимической близости к калию рубидий при петрологических процессах строго за ним следует и концентрируется в калиевых минералах — полевых шпатах и слюдах (Таусон, 1961). Калий, входящий в состав флогопита, заимствован из замещаемых пород. Поэтому все крупные флогопитоносные жилы обычно залегают в гранитоидах или сильно мигматизированных толщах.

В начальную стадию формирования метасоматических жил калий и рубидий концентрируются во внешней ортоклазовой зоне, а затем, при замещении внешних зон внутренними, состоящими из амфибола и флогопита, входят в состав флогопита.

Увеличение отношения Rb : К в два раза во флогопите по сравнению с ортоклазом объясняется особенностями кристаллической решетки флогопита. По данным Таусона (1961), в гранитах рубидий также в значительно больших количествах входит в состав биотита, чем в калиевые полевые шпаты.

Повышенное содержание Rb во флогопите жильных метасоматических диопсидовых пород по сравнению с контактово-метасоматическими, возможно, связано с более низкими температурами при формировании жильного комплекса диопсидовых пород, так как Rb предпочтительно входит в более низкотемпературные минералы.

Кальцит обычно присутствует в метасоматических жилах, развитых вблизи карбонатных пород. На контактах метасоматических жил и реакционно-метасоматических диопсидовых пород с кальцифирами часто образуется зона, состоящая из крупнозернистого кальцита, диоксида, флогопита. Кальцит метасоматических жил содержит постоянную примесь редких земель, большую, чем в реакционных диопсидовых породах. Характер распределения редких земель в кальците двух групп диопсидовых пород изучался нами на месторождении Колтыков (карьер 1), где метасоматическая диопсидо-флогопитовая жила образована за счет гранитов, контактирующих с пачкой мраморов. Внутри жилы имеются гнезда крупнозернистого кальцита. В зоне контакта с жилой мраморы перекристаллизованы в крупнозернистую диопсидо-флогопито-кальцитовую породу. В мраморах располагаются будинированные прослои гнейсов, почти нацело замещенные диопсидо-флогопитовой породой. Вокруг будин располагается зона крупнозернистого кальцита. Химические ана-

лизы кальцита на сумму редких земель из двух групп метасоматических пород дали следующие результаты. В кальците контактово-метасоматических пород ΣTR_2O_3 равна 0.06%, что совпадает с данными для этих пород из других районов. Вдали от контакта с диопсидовой жилой кальцит мраморов содержит 0.02% редких земель, а ближе к контакту — 0.07%. Внутри жилы в кальците ΣTR_2O_3 равна 0.11%, что соответствует другим определениям для кальцита и жил, замещающих различные породы.

Приведенные данные указывают на то, что редкие земли, входящие в состав кальцита диопсидовых жил, связаны с миграцией кальция. Наличие редкоземельных элементов в составе кальциевых минералов метасоматических жил не может объясняться следствием гранитизации карбонатных пород и выносом из гранитов редких земель. Наоборот, в реакционно-метасоматических диопсидовых породах, образующихся в контактах гранитных интрузий с мраморами, не только кальцит, но и сфен почти не содержат редких земель. Общность химических и кристаллохимических свойств редкоземельных элементов с кальцием определяет, видимо, не только изоморфное замещение ими кальция в минералах, но и одинаковое поведение при петрологических процессах. В данном случае особенно важно подчеркнуть, что в метасоматических жилах все кальциевые минералы содержат максимальное количество редких земель. Следовательно, значительные масштабы миграции кальция при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе свойственны при этом процессе и редкоземельным элементам.

Магнетит является главным минералом руд, образовавшихся в результате метасоматического замещения карбонатов в форстеритовых и диопсидовых кальцифирах. Реже он развит внутри метасоматических жил, залегающих вне непосредственной связи с карбонатными породами. В этих случаях устанавливается замещение магнетитом всех более ранних силикатных минералов метасоматических жил. В состав магнетита входит TiO_2 (0.3—1.5%) и MgO (0.5—1.8%).

Сульфиды в метасоматических жилах представлены главным образом пиритом и пирротинном, реже встречаются халькопирит, молибденит и кубанит. Спектральные анализы показывают постоянное присутствие в них примеси Ti , Ni , Co , Mo , Cu , V .

Приведенная характеристика состава минералов, слагающих метасоматические жилы, свидетельствует о том, что во время железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза происходил перенос и отложение также ряда редких и рассеянных элементов, главным образом TR , Ni , Co , Zn , Sr , Ti . Кроме изоморфной примеси в скаполите, диопсиде, амфиболе, апатите, флогопите, некоторые из названных элементов образуют и самостоятельные минералы (сфен, циркон, ортит). Образование сфена и ортита в жилах некоторых месторождений указывает на значительные масштабы переноса редких земель при железо-магнезиально-кальциевом метасоматозе.

Повсеместное развитие в метасоматических жилах, независимо от состава вмещающих пород, сфена с высоким содержанием редких земель, а также наличие в ряде породообразующих минералов постоянной примеси никеля, кобальта, хрома, цинка, молибдена и других свидетельствует о дальнем переносе этих элементов при метасоматозе. С другой стороны, ограниченное отдельными участками развитие в метасоматических жилах ортита, циркона, молибденита может указывать на связь минералогического состава жил с составом вмещающей толщи. Эта связь уже отмечалась при рассмотрении распределения боровой минерализации в метасоматических породах, а также для флогопитовых месторождений. Такая же зависимость состава метасоматических жильных пород от состава вмещаю-

щей толщи существует, вероятно, и для условий образования железорудных месторождений Алдана, которые имеют также ограниченное распространение в регионально развитом жильном метасоматическом комплексе.

Сравнивая две группы метасоматических существенно диопсидовых пород, можно заметить, что, несмотря на общность их минералогического состава, между ними имеются различия, касающиеся главным образом содержания редких и рассеянных элементов.

Отсутствие в породообразующих минералах контактово-метасоматических диопсидовых пород элементов-примесей, характерных для этих же минералов метасоматических жил, спорадическое присутствие сфена и непостоянный его состав являются следствием условий образования и геологического положения этих пород. Миграция вещества при взаимодействии силикатных и карбонатных пород ограничена узкой зоной контакта, в которой происходит формирование диопсидовых оторочек вокруг доломитовых мраморов. Поэтому образующиеся в процессе метасоматоза минералы могли содержать в виде изоморфной примеси только те элементы, которые находились в контактирующих породах. Бедность как карбонатных, так и большинства силикатных пород (гранитов, гнейсов) такими элементами, как Ni, Co, Cr, Zn, V, отразилась и на составе образующихся железо-магнезиально-силикатных минералов этих пород. Что касается редких земель, то в реакционно-метасоматических диопсидовых породах они входят иногда только в состав сфена, образование которого отмечалось в гнейсах при замещении биотита скаполитом. Непостоянное содержание в сфене редких земель или полное отсутствие их в ряде случаев указывает на полную зависимость состава метасоматических минералов от состава контактирующих пород.

Таким образом, как геологическое положение, так и геохимические особенности двух групп метасоматических пород свидетельствуют об их генетическом различии. Характер залегания, состав пород и минералов не позволяют считать метасоматические жилы, с которыми связано промышленное железорудное и флогопитовое оруденение, контактовыми образованиями и отождествлять их с локально развитыми пластовыми диопсидовыми породами, рассматривая их как одну из стадий (постмагматическую) скарнообразования. Главным геологическим фактом, определяющим возрастное положение жильных метасоматических пород, является приуроченность их к протяженным линейным зонам, развитие в ряде участков метасоматических жил по зонам брекчирования и бластомилонитов. Очевидно, метасоматоз проходил в консолидированных породах и, следовательно, между процессами метаморфизма, ультраметаморфизма (внедрение гранитов и образование контактовых метасоматических пород) и формированием комплекса жильных метасоматических пород наблюдается перерыв, фиксирующий жесткими деформациями гнейсов и гранитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ж е д в а б Ж. Изучение элементов-примесей в минералах пегматитов. В сб.: Пегматиты Центральной Африки, ИЛ, 1958.
- Г а л ю к В. А. Новые данные о геологии и минералогии Эмельджакского флогопитового месторождения (южная Якутия). Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.
- Д р у г о в а Г. М., Л. В. К л и м о в, М. Д. К р ы л о в а, Д. А. М и х а й л о в, Н. Г. С у д о в и к о в, З. Г. У ш а к о в а. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, 1959.
- К о р ж и н с к и й Д. С. Геологические предпосылки минерально-сырьевой базы Алданского горнопромышленного района. В сб.: Коксующиеся каменные угли и железные руды Алданского горнопромышленного района ЯАССР, Изд. АН СССР, 1952.
- М и х а й л о в Д. А. Генезис диопсидовых пород в архее Алдана. Тр. ЛАГЕД, АН СССР, вып. 11, 1960.

- О в ч и н н и к о в Л. А. О распределении элементов примесей в метасоматических месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- С у д о в и к о в Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
- С у д о в и к о в Н. Г., Г. М. Д р у г о в а, М. Д. К р ы л о в а, Д. А. М н х а й л о в. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. В сб.: Петрография Восточной Сибири, т. II, Изд. АН СССР, 1962.
- С у м и н Н. Г. О некоторых особенностях апатита скарновых железорудных месторождений. Тр. Минерал. музея АН СССР, вып. 8, 1957.
- Т а у с о н Л. В. Структура минералов и изоморфные замещения. Геохимия, № 8, 1958.
- Ш а б ы н и н Л. И. О генезисе южно-якутских железорудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1958.

Л. А. Варданянц

О КАЛЬЦИЕВОМ МЕТАСОМАТОЗЕ НА ТЫРНЫАУЗЕ

(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ [КАВКАЗ])

На хребте Тырнауза, в бассейне р. Баксан, около так называемого «Паука», наблюдаются проявления кальциевого метасоматоза, связанного со своеобразным, гибридного типа андезин-лабрадоровым аплитом, который в более ранних работах был описан под названием лабрадорового аплита (Варданянц, 1940). Этот аплит является наиболее молодым образованием в серии лейкократовых интрузий Тырнауза, представляющих собой заключительную фазу интрузивного комплекса Эльджуртинского гранита.

В состав данной серии входят также гранит-порфир и следующий за ним по возрасту гранит-аплит, близкие друг к другу по минеральному составу. Они содержат около 31.5—34.5% кварца, 36.5—39.5% анортклаза, 26.5% плагиоклаза (альбит до альбит-олигоклаза), около 2% биотита с мусковитом и 0.5% аксессуарных минералов (проценты объемные и с округлением до 0.5%). Существенная разница между гранит-порфиром и гранит-аплитом в отношении их минерального состава заключается в том, что в гранит-аплите альбит и альбит-олигоклаз нередко частично замещены более основным плагиоклазом, до андезина № 40—45.

В химическом составе гранит-порфира и гранит-аплита главными являются только пять компонентов, на долю которых приходится около 99%, а остальные компоненты (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , P_2O_5 , S , F , $\pm H_2O$, CO_2) все вместе составляют лишь около 1% в гранит-порфире и 1.36% в гранит-аплите (таблиц).

Под микроскопом эти две разновидности лейкократовых пород Тырнауза не отличаются от обычных норм, присущих таким породам. Структура их типично гранит-порфировая в одном и аплитовая в другом случае. Размер зерен основной массы гранит-порфира обычно в пределах 0.1—0.3 мм, а фенокристаллов до 3—4 мм, в гранит-аплите же зерна имеют величину чаще всего около 1—2 мм. Окраска пород почти белая.

Формы залегания их разные. Гранит-порфир слагает небольшие массивы (штоки) размером до сотен метров в плане, а также и дайки, мощность которых достигает порой 12 м, а протяженность 100—150 м. В противоположность этому гранит-аплит слагает лишь дайки непостоянной мощности, от долей метра до 10—20 м, и протяжением порой до 300 м. Возрастное взаимоотношение этих пород определяется по наличию ксенолитов гранит-порфира в гранит-аплите и по пересечению гранит-порфировых тел дайками гранит-аплита.

Химический состав лейкократовых интрузивных пород Тырныауза

Оксиды	Гранит-порфир		Гранит-аплит	Андезин-лабрадор-аплит
	10-118	10-229	10-313	10-241
SiO ₂	77.75	75.92	76.32	78.13
Al ₂ O ₃	12.75	13.45	13.37	13.47
CaO	0.61	0.74	2.59	4.06
Na ₂ O	3.32	3.91	3.06	3.07
K ₂ O	4.77	4.90	3.34	0.41
Прочие	0.99	0.87	1.36	0.65
Сумма	100.19	99.79	100.04	99.79
Аналитики	М. М. Стукалова		М. Т. Селюткина	М. М. Стукалова

Примечание. В число «прочих» входят TiO, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, P₂O₅, S, F, и. п. п., H₂O (110°), CO₂ (Вардавиц, 1940).

Андезин-лабрадоровый аплит несколько отличается по внешнему виду как от гранит-аплита, так и от гранит-порфира (рис. 1), но почти все исследователи не выделяют этот аплит особо и описывают его вместе

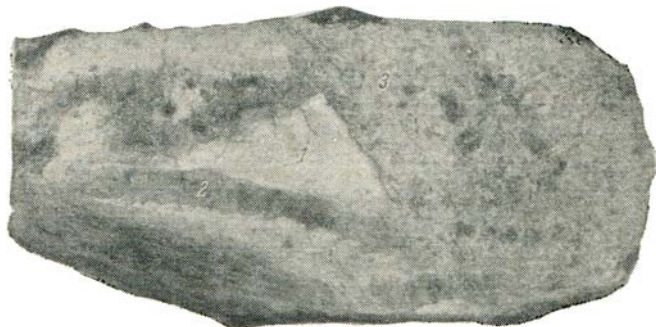


Рис. 1. Пересечение гранит-порфира (1), содержащего червеобразные прожилки кварца (2), андезин-лабрадоровым аплитом (3). Обр. 10-284. 3/4 nat. вел.

с другими лейкократовыми образованиями, хотя его специфические особенности были выявлены нами и описаны еще в 1938 г. Этот аплит имеет почти белую, чуть желтоватую окраску и средне- или даже крупнозернистую структуру (рис. 2, а). По общему облику он похож на крупнозернистый мрамор и доломит. Состоит такой аплит почти исключительно из равных количеств кварца и андезин-лабрадора (№ 45—50). Вполне соответствует этому и его химический состав, в котором почти 99% приходится на долю лишь четырех компонентов (таблица).

Под микроскопом структура андезин-лабрадорового аплита в общем близка к гиацидоморфнозернистой, но бросается в глаза резкая прихотливость границы между зернами, неправильное их вращение друг в друга и наличие нескольких генераций кварца, метасоматически врастающих в плагиоклаз и друг в друга. Обращает на себя внимание и то, что плагиоклаз присутствует в виде зерен двух родов, с разным их внутренним строе-

нием. Это, во-первых, обычные для плагиоклаза таблитчатые кристаллы со сложными триадными двойниками, притом очень часто со срастанием триад по бавенским законам, а во-вторых, неясно таблитчатые зерна, состоящие из очень большого числа удлиненных по второму пинакoidу тонкотаблитчатых индивидов, образующих структуру, которая напоми-

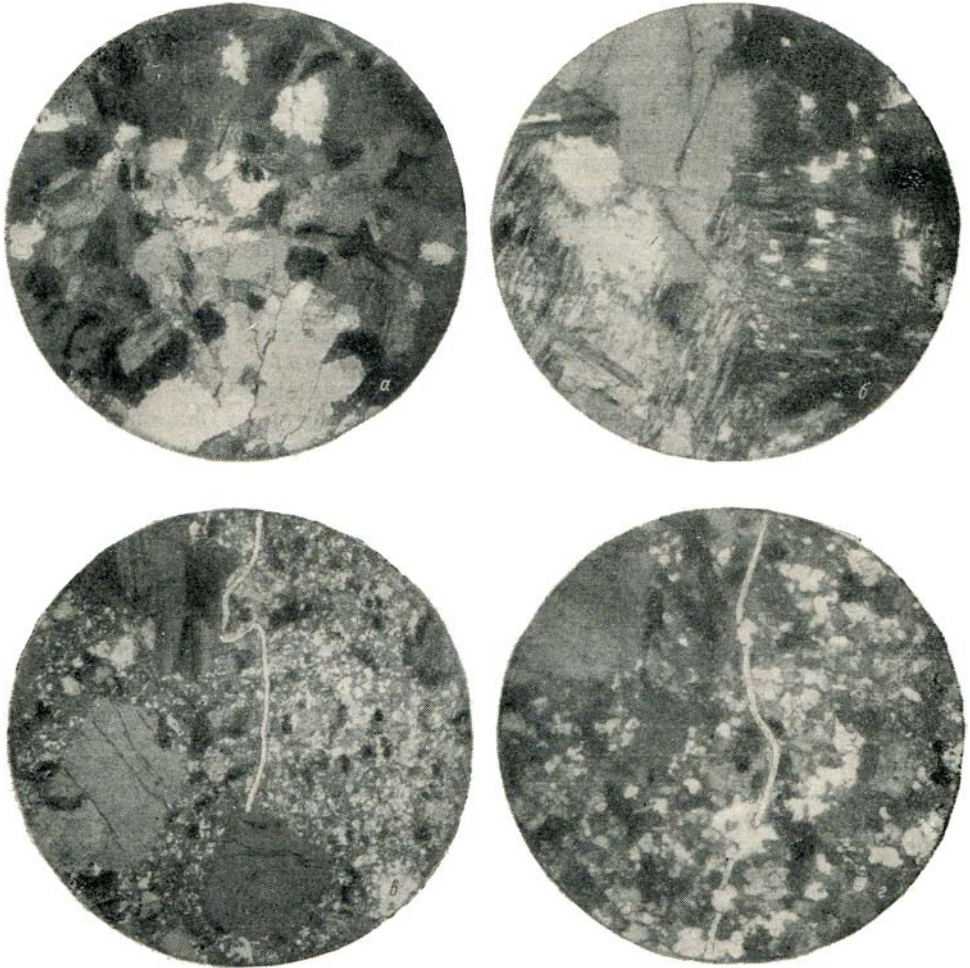


Рис. 2. Строение и взаимоотношения андезит-лабрадоровых аплитов и гранит-порфиров.

а — андезит-лабрадоровый аплит под микроскопом, ник. +, обр. 10283, диаметр поля зрения в шлифе ~ 8 мм; б — андезит-лабрадоровый аплит под микроскопом, плагиоклаз со структурой типа шахматного альбита, ник. +, обр. 10=241, диаметр поля зрения в шлифе ~ 3.25 мм; в, г — гранит-порфир из контакта с андезит-лабрадоровым аплитом (белая линия — граница измененного и неизмененного гранит-порфира, измененный гранит-порфир по ту сторону белой линии, где нет фенокристаллов), ник. +; е — обр. 10=242, диаметр поля зрения в шлифе ~ 8 мм; з — обр. 10-240, диаметр поля зрения в шлифе ~ 2 мм.

нает структуру шахматного альбита (рис. 2,б). Образования первого рода обладают в общем более простыми, менее извилистыми и мало зазубренными контурами, четкими и правильными поверхностями срастания индивидов и отдельных триад друг с другом, а также и менее интенсивным метасоматическим замещением зернами кварца.

Формы залегания андезит-лабрадорового аплита те же, что и у гранит-аплита: либо в виде даек, четко ограниченных плоскими поверхностями, либо же в виде неправильных ветвящихся жил. Мощность дайко-

образных тел достигает иногда нескольких метров. Наибольшее число проявлений андезин-лабрадоритового аплита сосредоточено в гранит-порфировом массиве «Паука» и по соседству с ним, в роговиках контактового ореола Эльджуртинского гранита.

В общем, около «Паука» гранит-аплит и андезин-лабрадоритовый аплит слагают как бы два наложенных друг на друга штокверка даек и жиллоподобных внедрений разной мощности. К ним присоединяется здесь и третий штокверк, составленный многочисленными кварцевыми жилами.

Особый интерес представляют взаимоотношения пород в тех случаях, когда дайка или жила андезин-лабрадоритового аплита пересекает гранит-порфировое тело. В таких случаях в гранит-порфире на протяжении до 1.5 м от контакта оба полевых шпата, анортотлаз и альбит-олиготлаз с альбитом, притом, как в основной массе, так и во вкрапленниках, метасоматически замещены андезин-лабрадором (до № 45—50). При этом на месте анортотлаза образуются кристаллы андезин-лабрадора, обладающие структурой типа шахматного альбита, и на месте альбита и альбит-олиготлаза возникают таблитчатые кристаллы с обычными для плагиотлаза формами строения, т. е. с ясно различимыми триадными и комплексными двойниками.

Гранит-порфировая структура породы сохраняется при этом полностью (рис. 2, в и г), и лишь несколько повышается в основной массе количество кварца, очевидно, за счет кремнезема, освобождающегося при замене анортотлаза и кислых плагиотлазов андезин-лабрадором, т. е. при замене ионов калия и натрия ионами кальция. Такой освободившийся кремнезем отлагается в виде кварца частью внутри зерен вновь образовавшегося андезин-лабрадора, частью же по их периферии, обуславливая этим зазубренность их контуров. Некоторое же количество освобожденного кремнезема выносится, возможно, наружу и отлагается в виде штокверка кварцевых жил в пределах поля развития штокверков даек и жил гранит-аплита и андезин-лабрадоритового аплита.

В результате подобного метасоматоза возникает своеобразная порода с обликом кварцево-андезитового порфира, для которого Д. С. Белянкин (1939, стр. 98), предполагая его магматическое интрузивное происхождение, счел возможным предложить два наименования: во-первых, тырн-аузит — по географическому названию и, во-вторых, квандефир — как сокращенное от кварц-андезин-порфира. Мы полагаем, что не нужно ни то, ни другое из этих названий, так как соответствующая порода представляет собой лишь частный случай контактово-метасоматического изменения гранит-порфира около дайки прорывающего его гибридного андезин-лабрадоритового аплита. Такого рода образования едва ли заслуживают специального названия.

В геохимическом отношении возникновение подобных пород является результатом простого процесса встречной миграции, с одной стороны, иона кальция, а с другой — ионов калия и натрия через границу раздела двух сред, обогащенных антагонистично, одна — кальцием, а другая — щелочными металлами. В противоположность полной понятности такого ионного обмена остается пока мало понятным возникновение самого андезин-лабрадоритового аплита.

Во-первых, он не является интрузивной породой нормального состава. На это указывают отмеченные выше его особенности (необычный состав, наличие явлений метасоматоза, структурные взаимоотношения слагающих его минералов, две формы плагиотлаза одинакового состава), подтверждающие его гибридно-метасоматическое происхождение.

Во-вторых, он тесно связан с гранит-аплитом промежуточными формами, в которых полевые шпаты гранит-аплита в большей или меньшей степени замещены основным андезином. Основываясь на этом, можно

полагать, что оба аплита (альбит-анортитовый и андезин-лабрадоритовый) принадлежат к одной и той же серии аплитовых образований, будучи ее крайними членами: интрузивным в одном конце и существенно метасоматическим — в другом. Приведенный выше химический анализ гранит-аплита (таблица) принадлежит, очевидно, промежуточному члену серии.

В-третьих, связь между обоими аплитами и сопровождающими их кварцевыми жилами подчеркивается также и общностью площади наибольшего их распространения («Паук» и его окрестности), однотипностью форм залегания и общей склонностью создавать образования штокверкового типа.

Основываясь на всех этих фактах, можно признать, что одновременно со становлением гранит-аплитовых интрузий и инъекций возник на глубине достаточно мощный поток обогащенных кальцием растворов, устремившихся вверх по тем же путям, по каким двигались и другие фракции из глубинного магматического очага. Реальность возникновения такого потока кальциевых растворов подтверждается существованием особых участков контактового ореола Эльджуртинского гранита, в пределах которых ранее образовавшиеся биотит-амфибол-плаггиоклазовые (андезиновые) роговики были затем анортитизированы с почти полным исчезновением биотита и амфибола, замещенных метасоматически плаггиоклазом, состав которого близок к чистому анортиту. Для подобного преобразования роговика указанного выше состава требуется лишь замена магния и железа кальцием и, может быть, удаление некоторого количества кремнезема, а также щелочей. Что касается щелочей, то их количество, содержащееся в андезине, биотите и амфиболе первоначального роговика, более чем достаточно для образования битовнита, очень близкого к чистому анортиту.

Связь подобной анортитизации биотит-амфибол-андезинового роговика с метасоматическим воздействием богатых кальцием растворов подтверждается также и присутствием в анортитизированном роговике заметного количества довольно крупных кристаллов шеелита, который в неизмененных биотит-амфиболовых роговиках, как правило, отсутствует полностью. Это позволяет думать, что приток богатых кальцием растворов и обусловленный этим кальциевый метасоматоз с попутным освобождением значительных количеств кремнезема сыграли значительную роль в металлогении Тырнауза, облегчив миграцию и осаждение вольфрама и молибдена.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. К вопросу о неинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1939.
Варданянц Л. А. Молодые интрузивные породы Тырнауза. Сов. геология, №№ 2—3, 1940.

Н. Ф. Шинкарев

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГЕНЕЗА ПОРОД, СОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ОЛИВИН

Породы, содержащие в своем составе богатые железом оливины, распространены сравнительно нешироко. Как породообразующие минералы гортонолит и фаялит присутствуют в некоторых типах ларвикитов, гранитов рапакиви, сиенитов, кислых вулканических стекол, а также в метаморфических породах чарнокитовой серии.

В последнее время породы с гортонолитом и фаялитом обнаружены в ряде мест Советского Союза (Алайский хребет, Восточные Саяны), подтверждены также находки этих пород на юге Украины.

В пределах Алайского хребта фаялит-ферригортонолитовые сиениты участвуют в строении Сурметашского массива (Шинкарев, 1960), где слагают его центральные части и в виде шпировидных участков встречаются в краевой зоне. По минералогическому и химическому составу (см. таблицу, анализы 1 и 2) сиениты центральной части массива отвечают щелочным и нормальным сиенитам; в краевой зоне развиты кварцевые сиениты. Отличительной особенностью пород, содержащих железистый оливин, является их темный, серо-зеленый цвет, который зависит не только от присутствия темноцветных минералов, но и от зеленого оттенка калиевого полевого шпата, всегда ирризирующего. Оливинсодержащие сиениты, как правило, обладают хорошо выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением кристаллов

Химический и минералогический состав пород, содержащих железистый оливин

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60.72	56.84	60.56	63.72	63	68.57
TiO ₂	0.50	0.82	0.45	0.96	0.8	0.65
Al ₂ O ₃	15.82	18.13	16.94	14.29	16	14.17
Fe ₂ O ₃	2.03	1.34	2.55	1.92	2.7	1.48
FeO	5.35	5.29	3.86	5.74	3.1	3.41
MgO	0.41	0.76	0.86	0.69	1.0	0.59
MnO	0.18	0.16	0.12	0.13	0.1	0.15
CaO	2.40	3.66	1.43	3.28	3.3	2.28
Na ₂ O	4.85	5.0	5.94	2.68	4.5	2.28
K ₂ O	6.21	3.01	5.50	4.73	5.00	5.11
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.11	0.38	0.4	0.10
CO ₂	—	—	—	0.44	—	—
H ₂ O ⁺	0.64	0.81	0.76	0.64	—	0.26
H ₂ O ⁻	0.27	0.21	0.19	0.14	—	—
Сумма	99.60	98.19	99.27	99.74	99.9	100.08
Минералы						
Калиевый полевой шпат	83.3	65.2	65.3	44.1		
Плагиоклаз	—	8.4	—	23.7		
Пироксен	9.2	10.3	14.7	—		
Оливин	4.2	6.5	15.0	1.0		
Амфибол	—	—	—	9.0		
Кварц	—	—	—	20.4		
Акцессорные минералы . .	3.3	9.6	4.8	1.3		

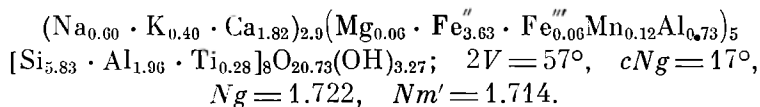
Примечание. 1 — оливинсодержащий сиенит Сурметашского массива (Алай) (Шинкарев, 1960); 2 — кварцевый сиенит Сурметашского массива, включающий шпирь оливинсодержащих пород (Шинкарев, 1960); 3 — сиенит Казырского массива (Восточный Саян), содержащий шпирь ларвинитов, химическая лаборатория СВГУ; 4 — зеленый рапакиви, содержащий оливин (Simoned, 1961); 5 — кварцевый сиенит комплекса Диана (Buddington, 1939, цитируется по Тернеру и Ферхугану, 1960); 6 — пироксен-фаялитовый гранит, Антарктида, р-н Мирного (Рабкин, 1957).

калиевого полевого шпата размером до 1.5—2 см. Последний определен рентгенометрическим и оптическим методами как ортоклаз. Помимо зеленого цвета, он обладает еще одной особенностью: показатели преломления этого минерала довольно велики ($N_g=1.537$, $N_m=1.534$, $N_p=1.528$). Вместе со свежим ортоклазом в неизмененных породах массива присутствует

оливин, образующий мелкие самостоятельные кристаллы и зерна, окруженные пироксеном и амфиболом. Структурные взаимоотношения оливина с двумя последними минералами указывают на его более раннее образование.

Химический анализ оливина из сиенитов Сурметашского массива (анализ произведен в лаборатории Института химии силикатов АН СССР аналитиком Т. М. Макаровой): SiO_2 —30.56; TiO_2 —0.32; Al_2O_3 —нет; Fe_2O_3 —1.49; FeO —59.72; MnO —2.18; MgO —5.04; CaO —0.40; Na_2O и K_2O —нет; H_2O^+ —0.20; H_2O^- —0.04; Σ —99.95%. Вычисленный состав оливина (Fe_2SiO_4 —82.2; Mg_2SiO_4 —14.3; Mn_2SiO_4 —3.5%) и его оптические свойства ($2V = -54^\circ$; $N_g - N_p = 0.050$) соответствуют феррогортонолиту. Оптические константы пироксена следующие: $2V = +60-64^\circ$, $cNg = 36-38^\circ$, $N_g - N_p = 0.027$, $N_g = 1.731$, $Nm = 1.710$; эти свойства позволяют относить пироксен к диопсид-геденбергиту, содержащему около 65% геденбергитовой молекулы и в то же время весьма незначительно отклоняющемуся к составам авгита (Carmichael, 1960).

Амфибол является минералом, кристаллизующимся одним из последних в ряду перечисленных. По своим свойствам он весьма близок феррогастингситу из Кульпского массива сиенитов Алайского хребта, для которого, по данным химического анализа, получена формула:



В сиенитах Сурметашского массива, содержащих оливин, биотит, как правило, отсутствует.

Обращает на себя внимание тот факт, что полевошпатовая часть пород в щелочных сиенитах представлена исключительно ортоклазом. Лишь в породах, измененных в процессе автометаморфизма, присутствует альбит, образующий пертиты. В кварцевых сиенитах приконтактовой зоны массива плагиоклаз является обычным минералом.

В Восточном Саяне оливинсодержащие сиениты (ларвикиты) встречаются среди кварцевых сиенитов Казырского массива (образцы этих пород вместе с химическим анализом кварцевого сиенита переданы нам А. З. Кониковым). Ларвикиты образуют в массиве полосчатые и шпировидные тела, ориентированные согласно с трахитоидностью кварцевых сиенитов. Последние породы по составу идентичны сиенитам Сурметашского массива; оливинсодержащие сиениты отличаются от аналогичных пород Алайского хребта несколько большим содержанием оливина, количество которого составляет 15% объема породы (таблица). Оптические свойства оливина весьма близки к ранее определенным для Сурметашского массива: $2V = -56^\circ$, $N_g - N_p = 0.046$, $Nm = 1.831$, что соответствует феррогортонолиту с 84% фаялита (Carmichael, 1960). Ларвикиты наряду с оливином содержат ортоклаз, диопсид-геденбергит с $2V = +62^\circ$, $cNg = 49^\circ$, $N_g - N_p = 0.028$, амфибол и незначительное количество лепидомелана. Присутствие лепидомелана, обладающего резким плеохроизмом (по N_g — темно-красный, N_p — серо-желтый; $Ng = 1.697$), и состав амфибола, соответствующий баркевикиту ($cNg = 8^\circ$, $2V = -70^\circ$, $N_g - N_p = 0.022$; Ng — темно-оливково-коричневый, Np — светло-оливково-коричневый), являются единственными отличительными особенностями оливинсодержащих сиенитов данного массива.

На юге Украины сиениты с высокожелезистым оливином встречаются в Южно-Кальчикском, Кальмиуском и других массивах. Там они слагают

участки среди автотематоморфически измененных сиенитов (см. статью Н. А. Елисеева и В. Г. Кушева в настоящем сборнике).

Просматривая шлифы, нетрудно убедиться в тождестве состава кварцевых сиенитов этого массива и пород вышеописанных массивов. Оливин здесь образует мелкие зеленовато-буроватые зерна, окруженные пироксеном и амфиболом. Оптические свойства оливина ($2V = -50-55^\circ$, $Ng-Np = 0.050$, $Nm = 1.838$) соответствуют 87% фаялита. Моноклинный пироксен слабо-зеленоватого оттенка близок к геденбергиту, но, судя по оптическим свойствам, стоит в ряду ферроавгитов по содержанию СаО: $Nm = 1.740$, $cNg = 48^\circ$, $2V = +58^\circ$, $Ng-Np = 0.027$. По пироксену развивается амфибол, оптические константы которого ($Ng = 1.698$, $Nm = 1.694$) близки к таковым обыкновенной роговой обманки с повышенным содержанием FeO.

Представленные данные указывают на то, что во всех перечисленных районах железистые оливины присутствуют в субщелочных породах, обладающих определенными общими особенностями петрогенезиса.

Одной из характерных деталей внутреннего строения массивов субщелочных пород является неповсеместное распространение в них оливинсодержащих разновидностей. Обычно шпиро-полосчатые участки имеют постепенные, но достаточно четкие контакты с породами, в которых оливин отсутствует. И тем, и другим породам свойственны первично-магматические структурные взаимоотношения минералов и общие элементы первичных структур течения.

В настоящее время нет однозначных критериев для объяснения гетерогенности таких массивов. Отметим лишь, что неоднородность состава, установленная как существенная геологическая особенность этих интрузивных тел, свойственна не только относительно молодым по возрасту массивам — Казырскому (девон?), Сурметашскому (нижняя пермь), но отмечается и для докембрийских образований — Выборгского плутона рапакиви (Simonen, 1961) и чарнокитовых гранитов Антарктики (Рабкин, 1957).

Приведенный материал позволяет наметить ряд вопросов, которые следует рассмотреть в связи с обсуждением генезиса субщелочных оливинсодержащих пород. Представляется необходимым хотя бы качественно оценить температурный режим и химизм процессов их формирования.

Несомненно, что необычная парагенетическая ассоциация высокожелезистых оливинов с «нормальными» минералами кислых и щелочных пород является результатом необычных условий образования исходных магм и их дальнейшей эволюции. Петрографический материал в совокупности с физико-химическими данными позволяет рассматривать породы, содержащие железистый оливин, как высокотемпературные образования. На это прежде всего указывает состав полевошпатовой части пород, которые, по классификации Таттла, относятся к типичным гиперсольвусиенитам (Tuttle a. Bowen, 1958). Действительно, большинство рассматриваемых пород относится к высокотемпературному типу сиенитов и гранитов, о чем свидетельствует отсутствие самостоятельных зерен плагиоклаза и наличие лишь единых калинатровых полевых шпатов в твердом растворе. Последние, как известно, образуются выше температуры точки максимума на кривой сольвус 660° . Исключение составляют граниты рапакиви (их зеленоватые разновидности, как известно, несут в себе оливин), которые содержат плагиоклаз, однако попытки определения температур кристаллизации для этих пород, сделанные Симоненом, также указывают на высокую температуру их образования. Симоненом, применившим метод Барта для гранитов рапакиви, была получена цифра 730° (Simonen, 1961). Помимо этого, на высокие температуры кристаллизации оливинсодержащих пород указывают появление железистых

амфиболов лишь на заключительных стадиях кристаллизации и продукты контактового метаморфизма пироксен-роговиковой фации.

Вместе с тем необходимо отметить, что для сохранения своих первичных минералогических и структурных особенностей эти породы требуют не только высоких температур кристаллизации, но и относительно быстрого остывания. Не исключена возможность маскировки этого высоко-температурного этапа кристаллизации в массивах или в его отдельных частях последующими процессами автотаморфизма.

Одной из характерных черт химизма гортонолит-фаялитовых пород является относительно высокое содержание калия. Как видно из таблицы, калий почти всегда преобладает над натрием в породах, содержащих железистый оливин. В анализах 2 и 3 (таблица) таких отношений не наблюдается, однако следует учесть, что эти анализы относятся к породам, которые являются вмещающими для меланократовых шпиров, но не несущими непосредственно железистого оливина. Если сравнить парагенезисы оливинсодержащих субщелочных пород с парагенезисами чарнокитов, приведенных Д. С. Коржинским (Коржинский, 1962), то становится совершенно очевидно, что концентрация калия в рассматриваемых интрузивных породах всегда является максимально возможной для метаморфических образований. Наряду с этим парагенезис ортоклаз—фаялит указывает также на то, что водная составляющая, обычно понижающая температуры кристаллизации минералов в момент образования этих пород, была минимально низкой. Условие относительной «сухости», нередко предьявляемое к породам той же чарнокитовой формации, по-видимому, особенно справедливо для субщелочных пород, содержащих железистый оливин. В самом деле, выделение фаялита и ферригортонолита свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода, т. е. таком, которое препятствует образованию в магматическом расплаве высокого отношения $Fe_2O_3 : FeO$. В свою очередь низкое парциальное давление кислорода вместе с высокой температурой образования пород свидетельствует о незначительном общем содержании в расплаве воды (Osborn, 1959).

Из предыдущего обсуждения легко заметить большое сходство в условиях образования субщелочных сиенитов, содержащих железистый оливин, и магматических проявлений, связанных с глубинными породами чарнокитовой формации. На это указывают высокие температуры образования тех и других пород и относительная «сухость» окружения, поскольку такие условия могут существовать и в самых верхних структурных зонах земной коры. Обращает на себя внимание и тождественность химического состава сравниваемых пород. При этом сопоставимыми оказываются довольно тонкие черты химизма. Так, например, высокое содержание K_2O и FeO и бедное — CaO является характерным и для интрузивных пород, участвующих в строении чарнокитовой формации (магматический комплекс Диана, породы Антарктики и др.), и для пород субщелочных интрузий молодых складчатых поясов. Нам кажется, что с этой точки зрения вполне резонна постановка вопроса о параллелизме процессов чарнокитообразования, происходящих на глубине, и становлении субщелочных интрузий в верхних структурных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

- К о р ж и н с к и й Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Тр. Вост.-сиб. геол. инст., вып. 5, сер. геол., 1962.
- Р а б к и н М. И. Кристаллические сланцы, гнейсы и чарнокитовые гранитоиды района Мирного. Тр. Инст. геологии Арктики МГиОН СССР, т. 95, вып. 1, 1957.
- Т е р н е р Ф. и Дж. Ф е р х у г е н. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

- Шинкарев Н. Ф. Сурметашский массив гортонолитовых сиенитов (Алайский хребет). В сб.: Геология Ср. Азии, Изд. ЛГУ, 1960.
- С а r m i c h a e l I. S. E. The Pyroxenes and Olivines from some Tertiary Acid Glasses. Journ. Petrol., vol. 1, № 3, 1960.
- S i m o n e n A. Olivine from rapakivi. Bull. Comm. Geol. Finl., № 196, 1961.
- O s b o r n E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Amer. Min., vol. 35, pp. 1067—1079, 1959.
- T u t t l e O. F. and N. L. B o w e n. Origin of granite in the light of experimental studies. Geol. Soc. Amer., Mem. 74, 1958.

М. Г. Мирончук

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ

Сульфидное медно-никелевое оруденение в основных и ультраосновных интрузиях Мончи, Печенги, Норильска и других районов сопровождается гидротермальными изменениями первичных породообразующих минералов — оливина, пироксенов, плагиоклаза и замещением их постериорными силикатными и карбонатными минералами. Впервые парагенезис медно-никелевых сульфидов с постериорными минералами был отмечен Э. Н. Елисеевым (1953) для вкрапленных руд.

Изучение постмагматических минералов в никеленосных интрузиях позволило выяснить неизвестные ранее специфические черты тех породообразующих минералов, которые слагают хлорит-талък-карбонатные или гидрохлорит-цеолит-карбонатные породы, представляющие по существу околорудные образования в медно-никелевых сульфидных месторождениях.

Наиболее интересными являются минералы группы гидрохлоритов и гидротальков, которые и рассматриваются в настоящей статье. В частности, здесь рассматриваются хлориты и гидрохлориты в горных породах, не подвергшихся оруденению, хлоритоподобные минералы из оруденелых ультраосновных пород и хлоритоподобные минералы из оруденелых пород, являющихся вмещающими по отношению к никеленосным интрузиям. Кроме того, для сравнения приводятся гидрохлориты, возникающие при выветривании и содержащие повышенные количества никеля.

1. Гидрохлориты и гидротальки из оруденелых интервалов никеленосных интрузий

а) Гидрохлориты из ультраосновных горных пород интрузии Норильск-1

Хлоритоподобные минералы в ультраосновных породах интрузии Норильск-1 выполняют тектонические трещины в пикритовых и такситовых габбро-диабазях. Здесь они находятся в ассоциации гидротермальных минералов: цеолитов, карбонатов, пирита, халькопирита, шпротина, пентландита; иногда образуют мономинеральные жилки. При исследовании хлоритоподобных минералов из ультраосновных горных пород интрузии Норильск-1 отмечены аномальные свойства этих минералов по сравнению с обычными хлоритами (Мирончук, 1961). Так, показатель преломления этих минералов равен 1.568—1.564, т. е. несколько занижен по сравнению с обычными минералами группы хлорита. Наименьший показатель преломления у минералов магнезиального ряда группы хлорита равен 1.570.

При изучении термического обезвоживания хлоритоподобных минералов выявлено повышенное содержание воды, выделяющейся до 300° (табл. 1), в результате чего эти минералы были названы гидрохлоритами.

Список анализированных образцов минералов, приведенных в табл. 1, представлен в табл. 2.

Кривые обезвоживания гидрохлоритов из ультраосновных пород интрузии Норильск-1 приводятся на рис. 1 (II, б). Здесь же на рисунке (I, б) приводится кривая обезвоживания, характерная для обычных хлоритов магнезиально-железистого ряда (Лазаренко, 1959). С аномальными данными обезвоживания гидрохлоритов хорошо увязываются дифференциальные кривые нагревания норильских гидрохлоритов, полученные на пирометре Н. С. Курнакова (рис. 1, II, а). Интенсивные эндоэффекты при температуре 150° соответствуют выделению низкотемпературной воды. У всех гидрохлоритов сохраняются высокотемпературные эндоэффекты при 650 и 850°, соответствующие выделению конституционной воды из кристаллической решетки обычных хлоритов. На рис. 1 (I, а) для сравнения приводятся кривые нагревания хлоритов из безрудных частей никеленосных интрузий Печенги, по Н. А. Корнилову (1959). Для этих хлоритов характерно отсутствие эндоэффекта при 150°. По своему характеру это кривые, типичные для магнезиально-железистых хлоритов.

Из сопоставления химического состава норильских гидрохлоритов с печенгскими хлоритами (табл. 1, анализы 1—3 и 13—16) обнаруживается значительно большее содержание кремнекислоты, окиси железа, магнезии и низкотемпературной воды и заниженное содержание глинозема и закиси железа у гидрохлоритов.

Специфичной для норильских гидрохлоритов является рентгенограмма порошка: характерна большая величина межплоскостного расстояния у базального отражения типа 001. Базальные отражения 400 и 060 находятся в пределах величин, характерных для обычных хлоритов (Елисеев, Кавич, Мирончук, 1962).

б) Гидрохлориты из горных пород,
вмещающих интрузию Норильск-1

Хлоритоподобные минералы встречены и в породах, вмещающих интрузию Норильск-1, например в лабрадоровых порфиритах. Здесь они выполняют тектонические трещины, а также зоны и находятся в сростании с цеолитами, кальцитом и с рудными минералами: пирротинном, халькопиритом, пиритом.

По высокому содержанию низкотемпературной воды (табл. 1, примечание) эти хлоритоподобные минералы также могут быть названы гидрохлоритами. Характер кривых обезвоживания и дифференциальных кривых нагревания гидрохлоритов из вмещающих горных пород (рис. 1, III) такой же, как и у хлоритов из ультраосновных пород интрузии (рис. 1, II). Имеются некоторые отличия в химизме этих гидрохлоритов. Так, для них характерна повышенная железистость и несколько меньшее содержание кремнезема и магнезии по сравнению с гидрохлоритами из ультраосновных пород интрузии (табл. 1, анализы 1—5).

в) Гидрохлорит из ультраосновных пород
Мончегорского плутона

В. А. Маслениковым (1956) приводятся данные для хлорита из околорудных измененных ультраосновных пород, возникающих на контакте с сульфидными медно-никелевыми жилами. Химический состав этого хлорита (табл. 1, анализ 6) очень близок к составу норильских гидрохлоритов.

Таблица 1

Результаты химического анализа гидроклоритов, гидротальков и продуктов их выветривания

№ п/п	Коллекционный номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-110°	H ₂ O+110°	П. п. п.	CuO	NiO	CoO	Сумма
1. Гидроклориты и гидротальки из оруденелых интервалов никеленосных интрузий																		
а) Гидроклориты из ультраосновных горных пород интрузии Норильск-1																		
1	18-А	35.44	0.28	9.02	7.28	9.82	0.18	21.31	2.20	1.02	0.20	2.88	10.02	—	0.16	0.14	0.022	99.962
2	88	35.66	—	10.11	2.62	11.06	0.07	26.28	1.18	0.21	0.20	2.20	—	10.81	0.01	0.03	—	100.44
3	14-В	36.04	0.20	12.13	5.08	8.14	0.22	21.43	2.74	0.56	0.48	2.88	—	9.99	0.11	0.13	0.005	100.135
б) Гидроклориты из горных пород, вмещающих интрузию Норильск-1																		
4	9-Ж	33.42	0.12	9.23	5.28	15.71	0.20	18.54	2.66	1.55	0.26	2.62	10.59	—	0.01	0.08	0.006	100.096
5	9-К	33.78	0.26	11.34	7.76	20.83	0.28	12.89	2.32	0.58	0.46	2.08	—	7.40	0.04	0.08	0.005	100.045
в) Гидроклорит из ультраосновных горных пород Мончегорского плутона																		
6	—	35.62	0.00	11.15	7.46	4.66	0.00	21.20	2.43	0.00	0.00	9.24	7.73	—	0.05	—	—	99.54
г) Гидроклорит из ультраосновных горных пород Каулы (Печенга)																		
7	—	35.61	0.26	5.69	?	17.34	0.24	28.06	0.32	Не опред.	—	—	—	12.48	Не определялось.	—	—	100.00
д) Гидротальки из горных пород интрузии Норильск-1																		
8	18-З	37.98	0.12	5.56	12.24	11.03	0.12	15.85	2.40	1.44	0.19	7.13	5.80	—	0.01	0.04	0.004	99.914
9	50	38.08	—	10.02	2.39	6.46	0.07	22.81	6.72	—	—	4.00	—	9.81	—	—	—	100.36
10	31	40.16	—	9.03	1.79	4.74	0.08	24.76	5.24	—	—	5.10	—	9.18	—	—	—	100.08
11	39	40.50	—	8.88	1.55	3.59	0.07	24.55	6.70	—	—	7.84	—	6.59	—	—	—	100.27
12	14-Ж	42.40	0.09	8.75	3.07	5.74	0.11	20.46	3.20	1.16	0.36	6.88	7.82	—	0.01	0.01	0.004	100.064
2. Хлориты и тальк из безрудных частей никеленосных интрузий																		
а) Хлориты из горных пород Печенги																		
13	—	26.17	Сл.	18.26	3.18	34.77	0.33	7.50	0.06	0.12	—	0.59	9.07	—	—	—	—	100.05
14	—	23.47	1.80	18.04	2.89	31.50	0.28	10.43	0.20	0.15	—	0.45	10.27	—	—	—	—	99.48
15	—	28.66	0.48	20.82	1.57	22.22	0.35	12.31	0.70	Сл.	—	0.19	10.90	—	2.03	Сл.	—	100.23
16	—	26.25	Сл.	19.52	1.73	24.54	0.26	16.37	0.06	0.06	—	0.33	10.47	—	—	—	—	99.59

Таблица 1 (продолжение)

№ п/п	Коллекционный номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-110°	H ₂ O+110°	П. п. п.	CuO	NiO	CoO	Сумма
б) Тальи из горных пород Печенги																		
17	—	61.18	0.05	0.12	1.10	2.91	0.03	29.77	0.02	0.00	0.00	0.18	4.80	—	—	—	—	100.16
18	—	60.08	0.05	0.86	0.91	3.12	0.04	29.04	0.06	0.00	0.00	0.12	5.06	—	—	—	—	99.34
19	—	61.18	—	0.82	0.39	5.00	—	27.39	0.84	0.00	0.00	—	4.28	—	—	—	—	99.90
в) Тальк из горных пород Мончегорского плутона																		
20	—	61.93	Сл.	0.20	0.21	1.34	0.00	30.46	0.06	0.09	0.05	0.28	5.13	—	—	—	—	99.75
3. Продукты выветривания гидрохлоритов из коры выветривания интрузии Норильск-1																		
а) Набухающий хлорит (гидрохлорит)																		
21	102 Фр.—0.10 + 0.1	42.30	Сл.	8.81	4.15	2.13	Н. о.	23.47	5.70	0.33	0.29	2.80	—	9.85	0.04	Сл.	0.008	99.878
22	102 Фр.—0.01	43.10	Сл.	10.18	4.60	1.86	Н. о.	23.17	3.12	0.36	0.24	3.52	—	9.96	0.04	0.14	0.008	100.298
б) Никельсодержащие набухающие гидрохлориты																		
23	100-В общая фр.	41.22	Сл.	3.41	1.72	0.42	Н. о.	17.53	1.10	0.19	0.13	7.60	—	9.53	3.05	14.44	0.107	100.447
24	100-В Фр.—0.5 + 0.1	48.68	Сл.	3.18	1.48	0.26	Н. о.	15.58	1.68	0.48	0.33	2.42	—	7.64	1.40	15.52	0.115	98.765
25	100-В Фр.—0.1 + 0.01	44.00	Сл.	2.61	1.63	0.40	Н. о.	15.17	2.32	0.36	0.24	2.20	—	8.64	1.29	18.87	0.051	97.781
26	100-В Фр.—0.01	43.48	Сл.	3.22	1.45	0.29	Н. о.	14.93	1.80	0.30	0.29	2.30	—	8.80	1.50	20.47	0.051	98.881

Приложение к табл. 1

Количество воды, выделяющейся при разных температурах,
по данным термического и химического анализов

Форма воды	Гидрохлориты, гидротальки и продукты их выветривания (номера анализов в табл. 1 и 2)															
	1	2	3	4	5	8	9	10	11	12	21	22	23	24	25	26
Низкотемпературная вода (H_2O-110°)																
По данным химанализа	2,88	2,20	2,88	2,62	2,08	7,13	4,00	5,10	7,84	6,88	2,80	3,52	7,60	2,42	2,20	2,30
По термическому обезвоживанию	3,00	3,00	3,5	4,5	3,5	6,5	Н. о.	2,5	6,0	4,5	4,8	4,0	3,0	4,5	4,0	3,0
Содержание $H_2O^{-300^\circ}$ и $H_2O^{+300^\circ}$ по данным термического обезвоживания																
$H_2O^{-300^\circ}$	6,5	5,0	6,0	6,0	14,5	13,0	Н. о.	9,0	15,0	14,0	11,2	13,0	9,0	7,0	8,0	6,5
$H_2O^{+300^\circ}$	7,5	8,0	7,0	7,0	6,5	4,5	Н. о.	7,5	5,5	4,5	6,8	5,0	7,0	6,0	7,0	7,8
Общее содержание воды по данным химического анализа и термического обезвоживания																
По данным химанализа	12,90	13,01	12,87	13,21	9,48	12,93	13,81	14,28	14,43	14,70	12,65	13,48	17,13	10,06	10,84	11,10
По термическому обезвоживанию	14,0	13,0	13,0	13,0	11,0	17,5	Н. о.	16,5	20,5	18,5	18,0	18,0	16,0	13,0	15,0	14,3

Примечание. Содержание воды в гидрохлоритах, гидротальках и в набухающих гидрохлоритах по данным химического анализа часто несколько ниже, чем по данным термического обезвоживания. Имеются расхождения и в определенных низкотемпературной и высокотемпературной воды в этих минералах. Наиболее правильные данные о содержании различных форм воды получаются при строгом соблюдении температурного режима — при термическом обезвоживании минералов.

Список анализированных образцов минералов,
приведенных в табл. 1

№ анализа в табл. 1	Место взятия образца	Источник	Аналитик
1	Норильск-1. Восточный борт карьера «Медвежий ручей». Из тектонической зоны на контакте пикритовых и такситовых габбро-диабазов.	М. Г. Мирончук (новый анализ).	В. В. Шикова
2	Норильск-1. Северо-западная часть того же карьера, горизонт 330. Из малоомощной тектонической зоны в такситовых габбро-диабазов.	То же	То же
3	Норильск-1. Р-к 7—9. Из зоны расслаивания ультраосновных горных пород.	» »	» »
4	Норильск-1. Р-к 3—6, горизонт 240. Из крутостоящих трещин, выполненных хлоритом, среди лабрадоритового порфирита.	» »	» »
5	Норильск-1. Из того же участка, что и обр. 4, но из пологозалегающей трещины мощи. 20—25 см.	» »	» »
6	Монче-тундра. Кумужья, р-к, горизонт 142. По химанализу первоначально В. А. Маслениковым (1956) отнесен к антигориту (?).	В. А. Маслеников (1956).	Е. А. Кульчицкая.
7	Печенга. Р-к Каула. Графические сростания хлорита с медно-никелевыми сульфидами.	Э. Н. Елисеев (личное сообщение).	С. И. Смирнова.
8	Норильск-1. Карьер «Медвежий ручей». Из трещин в лабрадоритовых порфиритах.	М. Г. Мирончук (новый анализ).	В. В. Шикова.
9	Норильск-1. Тот же карьер, что № 8, горизонт 330. Из вкрапленных руд среди такситовых габбро-диабазов (из верхней части вкрапленников).	То же	То же
10	Норильск-1. Северо-западная часть того же карьера, горизонт 330. Из прожилков в сильно «оталькованных» такситовых габбро-диабазов.	» »	» »
11	Норильск-1. Тот же карьер, горизонт 315, в такситовых габбро-диабазов с интенсивным развитием гидротермальных минералов в виде жилков.	» »	» »
12	Норильск-1. Р-к 7—9, участок выклинивания интрузии (над штреком 201 гор.). В сильно измененных породах.	» »	» »
13	Печенга. Среди древних метаморфизованных габбро-диабазов (метадиабазов).	Н. А. Корнилов (1959).	Е. П. Успенская.
14, 15	Печенга. Хлорит входит в состав почти мономинеральной породы, образовавшейся за счет сланца.	То же.	То же.
16	Печенга. Из амфиболо-хлоритовой породы, образовавшейся при изменении основной породы (оливинового габбро).	» »	» »
17	Печенга. Каула. Плотный, просвечивающий темно-зеленым цветом в толстых кусках.	Э. Н. Елисеев (1961).	С. И. Смирнова.
18	Печенга. Каула. Из более рыхлого агрегата белого чешуйчатого талька.	То же.	То же.
19	Печенга. Жилки среди серпентинитов (обр. 31, скв. 477, по М. В. Денисовой; Елисеев, 1961).	» »	» »
20	Монче-тундра, гора Травяная. Из жилков среди серпентинизированных перидотитов.	В. А. Маслеников (1956).	Е. А. Кульчицкая.

Таблица 2 (продолжение)

№ анализа в табл. 1	Место взятия образца	Автор	Аналитик
21, 22	Норильск-1. Склад р-к «Северный». Восточный борт интрузии. На участке выветрелых пород.	М. Г. Мирончук (новый анализ).	В. В. Шикова.
23—26	Норильск-1. На том же участке, что и 21—22.	То же	То же

Примечание. Анализы 1—5, 8—12 и 21—26 выполнены в ЦХЛ Норильского комбината под руководством С. В. Бухарина и И. И. Пьяикова.

тов, отличается лишь несколько заниженным содержанием закиси железа и очень высоким содержанием низкотемпературной воды ($H_2O^{-110^\circ} = 9.24\%$). Средний показатель преломления этого хлорита равен 1.537, что намного ниже, чем у хлоритов (у антигорита $Nm = 1.570$). Учитывая состав минерала, оптические свойства и особенно высокое содержание низкотемпературной воды, мончегорский хлорит, описанный В. А. Маслениковым как антигорит, следует называть гидрохлоритом (гидроантигоритом).

г) Гидрохлорит из ультраосновных горных пород Каулы (Печенга)

Гидрохлорит из оруденелых ультраосновных пород Каулы (Печенга) был взят Э. Н. Елисеевым в сульфидной жиле, где он находился в тесных графических сростаниях с сульфидами (пирротин с максимальным для медно-никелевых руд Печенги содержанием серы — 54.35 ат. %). По составу печенгский гидрохлорит очень близок к норильским и мончегорским гидрохлоритам.

д) Гидротальки из горных пород интрузии Норильск-1

В горных породах интрузии Норильск-1 в тектонических трещинах как в породах самой интрузии, так и во вмещающих породах встречаются талькоподобные минералы. Кроме того, талькоподобные минералы находятся в тесном сростании с сульфидами во вкрапленных рудах среди пикритовых и такситовых габбро-диабазов в ассоциации с пирротинном, халькопиритом, кальцитом, цеолитом и др.

Талькоподобные минералы отличаются от гидрохлоритов по внешнему виду: они образуют более мягкие, плотные скопления с раковистым изломом, цвет их — от светло-зеленого до темно-зеленого.

При обезвоживании талькоподобных минералов обнаруживается большее содержание низкотемпературной воды, чем у гидрохлоритов. Значительно больше у талькоподобных минералов и общей воды (табл. 1, приложение, анализы 8—12).

На дифференциальных кривых нагревания (рис. 1, IV, а) имеется интенсивный эндотермический эффект при 150° , соответствующий выделению низкотемпературной воды. У 3 исследованных гидротальков (рис. 1, IV, а; анализы 10, 11, 12 в табл. 1) наблюдается, кроме того, дополнительный низкотемпературный эндоэффект при температуре 250° . Эндотермические эффекты, соответствующие выделению конституционной воды из кристаллической решетки хлоритов, которые присутствуют на термограммах норильских гидрохлоритов, здесь сильно сглажены. Зато у всех гидротальков резко выражен эндотермический эффект при 900° , характерный для талька (рис. 1, V, а). Это обстоятельство и послужило основанием для выделения группы минералов — гидротальков.

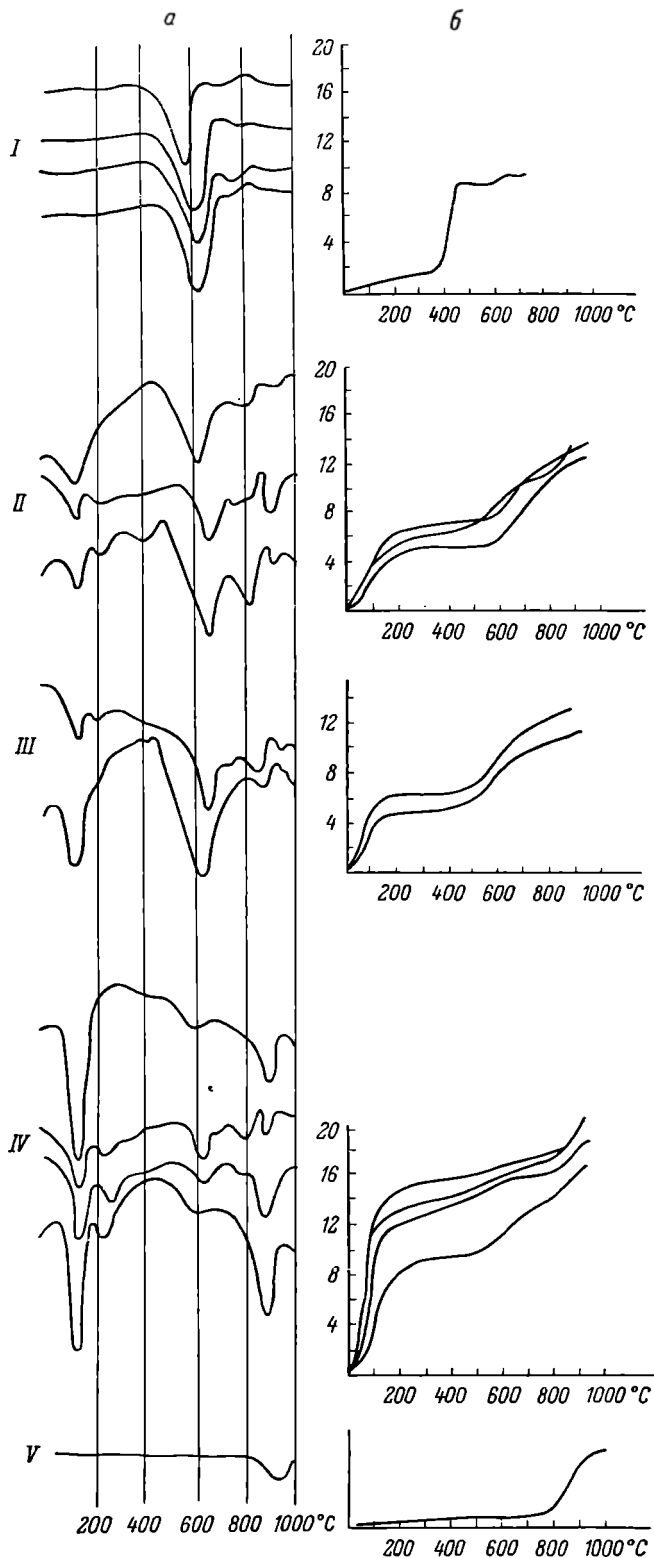


Рис. 1. Кривые нагревания I—V, *a* и кривые обезвоживания I—V, *б* хлоритов, гидрохлоритов, гидротальков и тальков.

I, a — хлориты Печенги (по Н. А. Корнилову, 1959), *I, б* — железисто-магнезиальные хлориты (по Е. К. Лазаренко, 1959); *II* — гидрохлориты из ультраосновных пород интрузии Норильск-1; *III* — гидрохлориты из пород, вмещающих порильскую интрузию; *IV* — порильские гидротальки; *V* — тальк (по Е. К. Лазаренко, 1959).

Кривые нагревания соответствуют образцам по табл. 1 и 2 (сверху вниз): 13, 14, 15, 16, 1, 2, 3, 4, 5, 8, 10, 11, 12, образцу талька; кривые обезвоживания (при $t^{\circ}=200^{\circ}$) — образцу хлорита, образцам 2, 1, 3, 4, 5, 8, 11, 12, 10 и образцу талька.

Как и у норильских гидрохлоритов, наиболее характерными линиями на рентгенограммах гидротальков являются базальные отражения типа 001, 060, 400, однако значение межплоскостного расстояния типа 001 у гидротальков несколько ниже.

№ образца	Интенсивность отражений и $d_{\text{эпн}}$				
	типа 001		типа 060		типа 400
8 (18-З)	10	16.55	5	1.541	3 1.324
12 (14-Ж)	10	16.15	—	—	2ш 1.311

Химический состав норильских гидротальков по сравнению с гидрохлоритами характеризуется несколько повышенным содержанием кремнекислоты (табл. 1, анализы 8—12). У гидроталька из основных горных пород, вмещающих интрузию Норильск-1 (табл. 1, анализ 8), содержание глинозема значительно занижено; у него же отмечается повышенная железистость. У остальных гидротальков содержание железа ниже, чем у гидрохлоритов, а магнезии выше.

2. Хлориты и тальки из безрудных частей никеленосных интрузий

а) Хлориты из горных пород Печенги

Н. А. Корнилов (1959) приводит описание хлоритов из зон «околорудных изменений» и возникающих на контакте сульфидных жил с породами верхних частей древних дифференцированных интрузий Печенги, а также из метасоматически оруденелой амфиболо-хлоритовой породы (измененного оливинового габбро). Состав некоторых из этих хлоритов близок к составу хлоритов железистой группы (табл. 1, анализы 13 и 14), тогда как других — к магнезиально-железистым хлоритам (табл. 1, анализы 15 и 16). Данные о химическом составе хлоритов, описанных Н. А. Корниловым, сопровождаются данными термического анализа (рис. 1, а). Состав этих хлоритов резко отличается от состава печенгского гидрохлорита, находящегося в рудах Печенги в сростании с сульфидами (табл. 1, анализы 7 и 13—16). Из сопоставления печенгских хлоритов и гидрохлоритов, развивающихся среди никеленосных ультраосновных пород Норильска, Мончегундры и Печенги, можно сделать вывод, что именно гидрохлориты являются продуктами околорудных изменений сульфидных руд, тогда как хлориты, описанные Н. А. Корниловым и взятые из габбро, где имеет место сульфидная вкрапленность без никеля, образовались вне связи с сульфидным медно-никелевым оруденением. Н. А. Корнилов сам в автореферате диссертации (1960) эти обычные по составу хлориты из габбро (с содержанием FeO 32—34%; табл. 1, анализы 13, 14) называет «дорудными» (1960, стр. 17), т. е. непосредственно не связанными по времени с процессами рудообразования. Однако страницей ниже Н. А. Корнилов (1960, стр. 18) противоречит сам себе и образование этих же железистых хлоритов в «зонах околорудных изменений» связывает со «сбрасыванием» избытка сульфидного железа в боковую породу, что не может говорить о «дорудном» образовании этих хлоритов. По Н. А. Корнилову (1960, стр. 17), послерудными являются более магнезиальные хлориты — рипидолиты (12—24% FeO). По-видимому, железистые и магнезиально-железистые хлориты изучались Н. А. Корниловым без учета места взятия образцов и без учета состава пород, вмещающих гидротермальные образования (хлориты).

б) Тальки из горных пород Печенги

В породах Печенги тальк является распространенным минералом, встречается в виде псевдоморфоз по оливину, пироксену, а также в виде жильного минерала в гидротермальных жилах.

Химический анализ печенгских тальков приводится в табл. 1 (анализы 17—19). Состав их близок к теоретическому (63.5% кремнекислоты и 31.7% магнезии), однако содержание кремнекислоты и магнезии в печенгских хлоритах несколько ниже. Отмечается повышенное содержание окислов железа (до 4%). На кривой нагревания одного из образцов (табл. 1, анализ 17) выделяется только один эндоэффект при температуре 950°, тогда как на кривой нагревания образца с меньшим содержанием кремнекислоты (табл. 1, анализ 18) вырисовывается эндоэффект при температуре 150°, отвечающий выделению низкотемпературной воды, и эндоэффект при температуре 950°.

Значения межплоскостных расстояний у этих тальков сильно меняются: 8.393—9.48 (002); 3.06—3.18 (006) и 2.47—2.54 (204—132). Как отмечает Э. Н. Елисеев (1961), такие отклонения свидетельствуют об изменениях параметров элементарной ячейки талька из Печенги.

Отмечается образование глиноподобного минерала, развивающегося по тальку и обладающего сложной термической характеристикой, возможно гидроталька.

в) Т а л ь к и з г о р н ы х п о р о д М о н ч е г о р с к о г о п л у т о н а

Химический состав талька из гидротермальных жилков в ультраосновных горных породах Мончегорского плутона (гора Травяная) приводится в табл. 1 (анализ 20). Тальк в своем составе содержит незначительное количество окислов железа и близок к составу печенгского талька. По незначительному содержанию окислов железа отличается от более высокожелезистого печенгского талька. Оптические свойства мончегорского талька обычны (Маслеников, 1956).

3. Продукты выветривания гидрохлоритов из коры выветривания интрузии Норильск-1

До последнего времени считалось, что в условиях Заполярья развитие коры выветривания пород почти не происходит. Только в последнее время Э. Н. Елисеевым (1959) отмечено образование никелевых вермикулитов в зоне окисления сульфидных руд Печенги. Поэтому находка и изучение глинистых минералов, которые образовались в процессе выветривания минералов ультраосновных горных пород интрузии Норильск-1, представляют несомненный интерес.

Глинистые минералы встречены в восточной части карьера «Северный» интрузии Норильск-1. Породы интрузии здесь сильно разрушенные, выветрелые. Встречается большое количество минералов, которые образовались в результате окисления сульфидных медно-никелевых руд — гидрокислы железа, сложные водные сульфаты никеля и меди, карбонаты меди.

В северо-восточной части этого же карьера в вертикальной трещине среди пикритовых габбро-диабазов, выполненных темно-зеленым, крупночешуйчатым хлоритом, наблюдался переход от гидрохлорита к глинистому веществу. Гидрохлорит темно-зеленого цвета сменяется бурым, более мелкочешуйчатым, чешуйки его разрозненны, и, наконец, сменяется глинистым минералом — пластичным, сохраняющим кое-где мелкочешуйчатую структуру.

Изучались 2 образца: буровато-желтая и светло-зеленая глины. Образцы глины разделялись отмучиванием на фракции: —0.001, —0.01, —0.1 и —0.5 мм. Фракция —0.001 мм была выделена в очень небольшом количестве и не исследовалась.

а) Набухающий хлорит (гидрохлорит)
из коры выветривания

Данные химического анализа фракций -0.01 мм, -0.1 мм и $+0.1$ мм буровато-желтой глины (табл. 1, анализы 21, 22) показывают, что этот минерал близок по составу к гидрохлоритам и гидроталькам, описанным

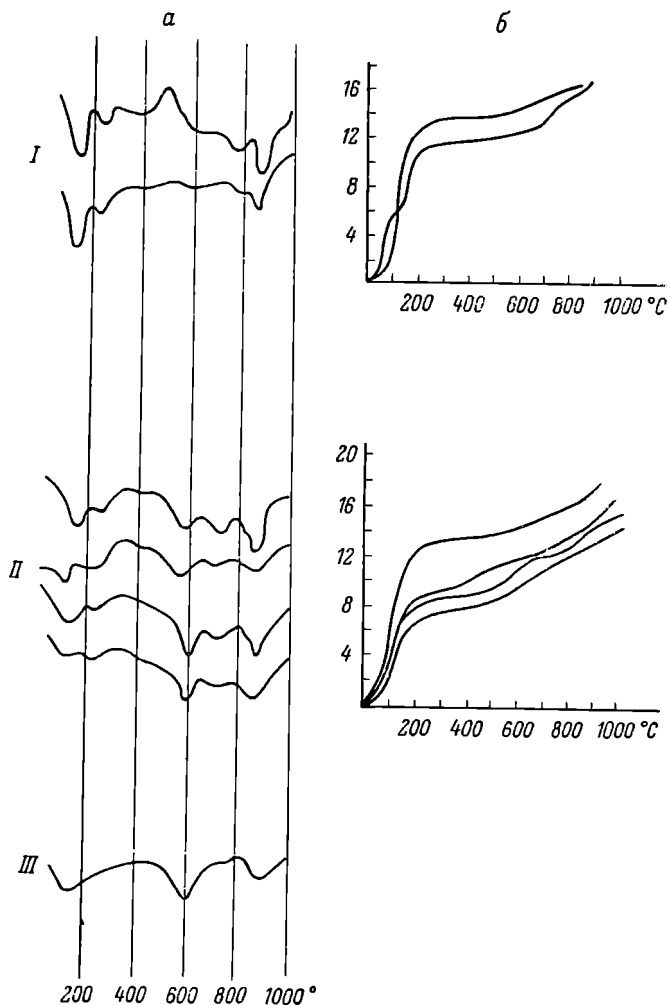


Рис. 2. Кривые нагревания (I—III, а) и кривые обезвоживания (I, II, б) продуктов выветривания гидрохлоритов.

I — безникелевые набухающие хлориты; II — никельсодержащие набухающие гидрохлориты; III — магнезиально-никельсый монтмориллонит из Нижнего Тагила (по И. А. Рукавишниковой, 1956). Кривые нагревания приведены для образцов (табл. 1 и 2) (сверху вниз): 21, 22, 23, 24, 25, 26 и для образца И. А. Рукавишниковой; кривые обезвоживания — 22, 21, 26, 23, 25 и 24.

выше. Однако в гидрохлоритах и гидротальках содержание закисного железа выше, чем окисного, тогда как в буровато-желтом глинистом минерале из Норильска окисное железо превалирует над закисным.

На кривых нагревания этого минерала выделяются низкотемпературные эндотермические эффекты (при 150 и 250°), соответствующие выделению из минерала межпакетной воды. Кроме того, имеются еще 2 вы-

сокотемпературных эндотермических эффекта (при 770 и 870°), которые отвечают выделению гидроксильной воды (рис. 2).

Результаты рентгенометрического исследования (снимки с этиленгликолем и после нагревания до 600°) позволяют отнести этот глинистый минерал к набухающим гидрохлоритам (Бриндли, 1955).

б) Н и к е л ь с о д е р ж а щ и й н а б у х а ю щ и й г и д р о х л о р и т

При исследовании землистого глинистого минерала светло-зеленого цвета, взятого из коры выветривания ультраосновных пород интрузии Норильск-1, было обнаружено, что различные фракции этого минерала (табл. 1, анализы 23—26) имеют высокое содержание закиси никеля. Содержание этого элемента увеличивается с уменьшением размера фракции (от 14.44% закиси никеля в общей фракции до 20.47% во фракции —0.01 мм). Характерно также наличие в составе этого минерала значительных количеств меди (3.05% в общей фракции). Состав этого минерала отличается от состава описанного выше безникелевого набухающего гидрохлорита из коры выветривания, за счет которого он и образуется. Отличие сводится к заниженному содержанию глинозема (около 3%) и суммы окислов железа (не выше 2%), тогда как у набухающего гидрохлорита без никеля отмечено 9—10% глинозема и около 6% окислов железа в сумме. Содержание закисного железа в никельсодержащем гидрохлорите составляет всего 0.26—0.42% в разных по величине фракциях. Следует отметить сравнительно высокое содержание магнезии в этом минерале (15—17%). По химическому составу исследованная глина близка к магнезиально-никелевым монтмориллонитам, описанным И. А. Рукавишниковой (1956) из коры выветривания ультраосновных пород Нижне-Тагильского массива на Урале (табл. 3). Однако исследованный И. А. Рукавишниковой минерал нельзя

Т а б л и ц а 3

Сопоставление никельсодержащего гидрохлорита из Норильска с магнезиально-никелевым монтмориллонитом из Нижнего Тагила

Окислы			Окислы		
	1	2		1	2
SiO ₂	43.48	51.51—41.27	Na ₂ O	0.30	—
Al ₂ O ₃	3.22	Следы — 2.27	K ₂ O	0.29	—
Fe ₂ O ₃	1.45	0.16—2.41	H ₂ O ⁻	2.30	—
FeO	0.29	—	H ₂ O ⁺	8.80	8.85—14.76
MgO	14.93	15.60—22.72	CuO	1.5	—
NiO	20.48	11.57—28.07	CoO	0.05	—
CaO	1.80	Не опр. — 0.67			
			Сумма . .	98.89%	—

Примечание. 1 — никелевый набухающий гидрохлорит из Норильска (фр. 0.01 мм); 2 — магнезиально-никелевый монтмориллонит из Нижнего Тагила, по И. А. Рукавишниковой (1956).

отнести к магнезиально-никелевым монтмориллонитам, поскольку приводимые этим автором рентгенометрические данные являются неполными (не определялось поведение первого базального отражения типа 001 при нагревании минерала и набухании его в этиленгликоле).

Данные рентгенометрического анализа фракции —0.01 мм желтовато-зеленой глины из Норильска приводятся в табл. 4. Наиболее интенсивный рефлекс отвечает межплоскостному расстоянию 15.62 кХ. Базальному рефлексу 060 отвечает межплоскостное расстояние 1.524 кХ. Данные рентгенометрического анализа довольно хорошо совпадают с рентгенометри-

Рентгенометрическая характеристика никельсодержащего набухающего гидрохлорита (1) и «магнезиально-никелевого монтмориллонита» (2)

№ линии	1		2		№ линии	1		2	
	I	$d\alpha/n$	I	$d\alpha/n$		I	$d\alpha/n$	I	$d\alpha/n$
1	10	15.62	—	—	11	1	2.11	—	—
2	8	7.29	6	7.76	12	1	1.73	6	1.72
3	2	4.99	—	—	13	2	1.68	—	—
4	4	4.54	—	—	14	9	1.52	8	1.55
5	1	4.19	—	—	15	2	1.49	—	—
6	2	3.66	5	3.78	16	1	1.45	4	1.48
7	5	3.32	—	—	17	1	1.40	—	—
8	1	2.88	3	2.95	18	1	1.36	—	—
9	5	2.66	6	2.74	19	2	1.32	6	1.32
10	3	2.45	6	2.53	20	1	1.29	—	—

ческими данными, которые приводит И. А. Рукавишников (1956) для «магнезиально-никелевого» монтмориллонита. Однако более детальное рентгенометрическое исследование (снимки с этилен-гликолем и после нагревания до 600°) показали, что при набухании в этилен-гликоле межплоскостное расстояние 15.62 увеличивается до 17.33 Å , а при нагревании до 600° оно остается около 15 Å , тогда как у монтмориллонита после нагревания до 600° происходит его уменьшение до 10 Å .

На дифференциальной кривой нагревания наблюдаются термические эффекты при температурах 110, 230, 590, 710 и 850°. Эндозффект при температуре 110° отвечает выделению межпакетной воды гидрохлоритов, а эндотермический эффект при 590° характерен для хлоритов. Эндозффект при 710° отвечает выделению гидроксильной воды хлоритов. Эндотермический эффект при 850° И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников (1952) связывают с затратой энергии, идущей на разрушение кристаллической решетки хлоритов. Присутствие такого большого количества эндотермических эффектов, очевидно, связано со сложным строением минерала. На основании полученных результатов зеленый глинистый минерал из Норильска следует отнести к магнезиально-никелевым набухающим хлоритам.

4. Об условиях образования гидрохлоритов, гидротальков и продуктов их выветривания в никеленосных интрузивных породах

По Н. А. Елисееву, гидротермальный метаморфизм в ультраосновных породах Печенги проявляется как в породах дифференцированных интрузивных тел, так и во вмещающих породах: «Отчетливо выделяется более поздний, наложенный по отношению к другим видам метаморфизма характер гидротермального метаморфизма, на что убедительно указывает приуроченность гидротермального метаморфизма к тектоническим зонам, которые проходят как внутри дифференцированных интрузивных тел, так и внутри туфогенноосадочных толщ» (Н. А. Елисеев, 1961, стр. 107).

Большинство изученных нами хлоритов, гидрохлоритов и гидротальков из Норильска имеют развитие также в тектонических трещинах, и только гидротальк приурочен к сульфидным вкрапленникам. Гидрохлориты, слагающие почти мономинеральные жилки и прожилки среди пород интрузии Норильск-1, имеют в одних случаях состав, сходный с составом вмещающих эти жилки пород, тогда как состав других гидрохлоритов и

гидротальков сильно отличается от состава пород, в которых эти минералы развиваются.

Изменения в химизме хлоритов и хлоритоподобных минералов в процессе гидротермального изменения никеленосных пород следует рассматривать с помощью парагенетических диаграмм минералов.

О парагенезисах хлоритов, гидрохлоритов и гидротальков

Н. А. Елисеев (1961) для сравнения парагенезисов минералов, возникающих за счет первичных основных и ультраосновных пород дифференцированных интрузивных тел Печенги, предлагает воспользоваться системой $\text{CaO}-(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3$. Н. А. Елисеев выделяет три парагенезиса минералов в этих породах: а) магматической кристаллизации минералов; б) стадии гидротермального автометаморфизма и 3) гидротермального метаморфизма.

Изменения в содержании кальция при метаморфизме ультраосновных и основных горных пород Норильска играют несравненно меньшую роль по сравнению с изменениями железистости минералов, слагающих эти породы. По этой причине парагенезисы минералов таких пород лучше рассматривать на другой диаграмме, а именно: $\text{MgO}-(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)-\text{Al}_2\text{O}_3$.

В. С. Соболев (1949) отмечает тенденцию к повышению железистости (отношения $\text{FeO} : \text{MgO}$) в кислых и щелочных горных породах.

На рис. 3, А приводятся данные об изменении химизма горных пород в интрузии Норильск-1, а на рис. 3, В — для интрузий Печенги. Сплошной стрелкой (поле I на рис. 3, А) обозначено направление изменения химизма пород интрузии Норильск-1 при магматической дифференциации. В более кислых дифференциатах отмечается увеличение количества глинозема (а следовательно, и плагиоклаза) и общей железистости горных пород. Гидротермальные изменения пород Норильской интрузии разделяются на несколько групп: в поле II (рис. 3, А) гидрохлориты отвечают составу пород, за счет которых они образуются; в поле III (на том же рисунке) гидротальки по составу отличаются от состава исходных вмещающих их пород. Таким образом, гидрохлориты ультраосновных пород интрузии Норильск-1 возникают без привноса или выноса инертных компонентов в гидротермальную стадию метаморфизма этих пород, тогда как гидротальки образуются на фоне существенного выноса железа и глинозема в гидротермально-метасоматическую стадию минералообразования.

Гидрохлориты из вмещающих интрузию Норильск-1 пород, как и гидротальк из этих же пород, резко отличаются от состава пород, в которых эти минералы образуются (рис. 3, В). Следует отметить, что направление изменения химизма этих пород при метасоматизме (от поля I к полям II и III на рис. 3, В) противоположно направлению хода магматической дифференциации интрузивных пород (сплошная стрелка). Такие существенные различия магматического и гидротермального процессов были отмечены ранее Э. Н. Елисеевым (1959). При гидротермальном метасоматизме ультраосновных пород интрузии Норильск-1 (рис. 3, А) и вмещающих пород (рис. 3, В) происходит уменьшение железистости минералов, тогда как конечные продукты магматической дифференциации обогащаются железом (В. С. Соболев, 1936).

О соотношении оруденения и гидротермальной минерализации

Э. Н. Елисеев (1953) на основании изучения вкрапленных руд рудного пласта Сопчи (Монче-гундра) обосновал гидротермально-автометасоматический генезис сульфидного медно-никелевого вкрапленного оруденения.

Во вкрапленных рудах Норильска сульфиды находятся в парагенезисе с гидротальком, который образует оторочку сверху сульфидных вкраплен-

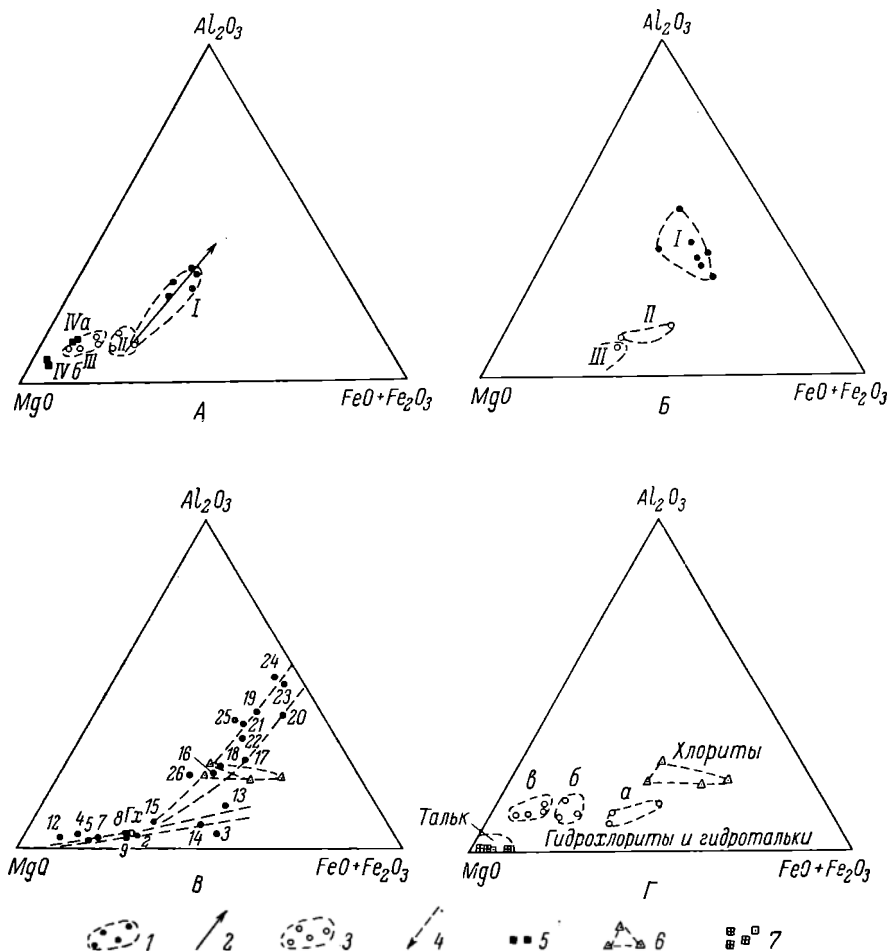


Рис. 3. Соотношение глинозема, магнeзии и суммы окислов железа в продуктах магматической, гидротермальной и гипергенной [мгиперализации] в никеленосных интрузиях.

А — горные породы интрузии Норильск-1: I — поле составов интрузивных пород, II — гидрохлориты, III — гидротальки, IVa — набухающий гидрохлорит, IVб — пикельсодержащий набухающий гидрохлорит, стрелкой указано направление изменения химизма при магматической дифференциации никеленосной интрузии; Б — горные породы, вмещающие интрузию Норильск-1: I — поле составов пород, вмещающих интрузию Норильск-1; II — гидрохлорит, III — гидротальк из пород, вмещающих интрузию Норильск-1; В — горные породы Печенги: точками с цифрами обозначены составы горных пород интрузивных тел Печенги (по Н. А. Елисееву и др., 1961), треугольниками — составы хлоритов из пород габбрового состава (по Н. А. Корнилову, 1959), Гх — гидрохлорит из руд Печенги (по Э. Н. Елисееву); Г — соотношение гидрохлоритов и гидротальков с хлоритами и тальком (в промежутке между хлоритами и тальком располагаются поля: а — гидрохлоритов и гидроталька из пород, вмещающих интрузию Норильск-1, б — гидрохлоритов, в — гидротальков из пород интрузии Норильск-1). I — поле расположения составов горных пород; 2 — направление магматической дифференциации; 3 — поле гидрохлоритов или гидротальков; 4 — направление изменения химизма при гидротермальном метасоматозе от поля I к полям II и III; 5 — гидрохлориты коры выветривания; 6 — хлориты из габбро (по Н. А. Корнилову, 1959); 7 — тальки (по Э. Н. Елисееву и В. А. Масленикову, 1956).

ников. Гидротальк резко отличается по составу от состава пород, в которых он развивается. Присутствие гидроталька вместе с сульфидами (пентландитом, пирротинном и халькопиритом) указывает на гидротермально-

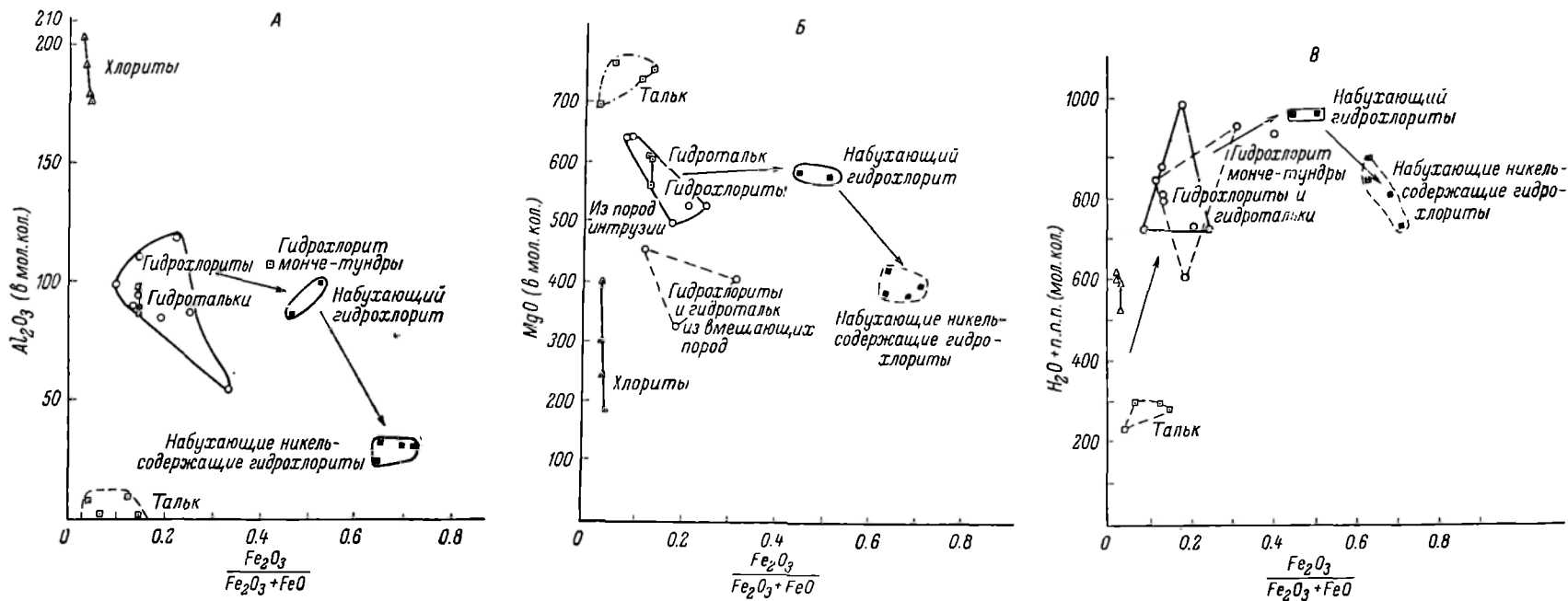


Рис. 4. Соотношение между окислительным потенциалом (молекулярным отношением $\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$) и содержанием (в молекулярных количествах) глинозема (А), магнезии (В), H_2O -п. п. (В).

Сплошным контуром отмечены гидрохлориты и гидротальки из пород интрузии; пунктирным — из пород, вмещающих интрузию Норильск-1; стрелками — направление изменения состава минералов.

метасоматическое происхождение сульфидной вкрапленности и в интрузии Норильск-1.

На рис. 3, В показан химизм горных пород никеленосных интрузий Печенги. На этом же рисунке отмечен состав хлоритов из пород габбрового состава (по Н. А. Корнилову, 1959) и гидрохлорита из руд ультраосновных горных пород. Состав хлоритов из габбро в Печенге точно соответствует составу пород, в которых эти хлориты и гидрохлориты образуются. Разбирая «околорудные изменения» в сульфидных медно-никелевых месторождениях Печенги, Н. А. Корнилов, таким образом, опирался на хлориты из безрудных верхних дифференциатов интрузий.

О соотношении гидрохлоритов и гидротальков с хлоритами и тальком

Хлориты из сульфидных медно-никелевых месторождений до последнего времени оставались наименее изученными минералами. В литературе отсутствуют данные о минералах, которые описаны в настоящей статье. На рис. 3, Г приводится сопоставление состава и выявляется промежуточное положение гидротальков и гидрохлоритов по отношению к тальку и хлориту. Железистость гидрохлоритов и гидротальков из различных горных пород колеблется в очень большом интервале (рис. 3, Г).

Об особенностях образования продуктов выветривания гидрохлоритов

И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952) считают никелевые хлориты в коре выветривания продуктом выветривания свежих безникелевых хлоритов. По Д. П. Сердюченко (1953), при выветривании хлоритов происходит окисление двухвалентного железа, явление гидролиза и частичный вынос магния и алюминия из их структуры.

В. С. Соболев (1949, стр. 260) подчеркивает, что в глубинных породах отношение $Fe_2O_3 : FeO$ колеблется в узких пределах. Для расчленения гипогенных и гипергенных хлоритов важным показателем является отношение $Fe_2O_3 : (FeO + Fe_2O_3)$. Сопоставляя это молекулярное отношение с молекулярным содержанием магнезии, глинозема и воды (+ п. н. п.), можно проследить те химические изменения, которые происходят при выветривании гидрохлоритов (рис. 4, А—В). Как видно на рис. 4, А—В, никельсодержащие хлориты (точнее, набухающие гидрохлориты) возникают при выветривании гидротермальных гидрохлоритов, а не за счет «свежих хлоритов», как считалось (Гинзбург и Рукавишникова, 1952).

В условиях коры выветривания в Норильске за счет гидрохлоритов, образовавшихся в сравнительно низкотемпературных гидротермальных условиях, возникают набухающие гидрохлориты коры выветривания (типа обр. 21 и 22; табл. 1, 2) с низким содержанием глинозема и закиси железа. При этом повышается величина окислительного потенциала (рис. 4, А—В). При дальнейшем выветривании происходит почти полный вынос железа и набухающие гидрохлориты становятся способными к ионному обмену. За счет богатых никелем растворов в коре выветривания никеленосных пород набухающие гидрохлориты обогащаются никелем.

ЛИТЕРАТУРА

- Б р и д л и Г. В. Набухающий хлорит. В кн.: Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глины. Пер. с англ. ИЛ, М., 1955.
Г и н з б у р г И. И. и И. А. Р у к а в и ш н и к о в а. Хлориты и минералы гидросиликатов никеля. В кн.: Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, М.—Л., 1952.

- Елисеев Н. А. Метаморфизм, гл. 15. В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Елисеев Э. Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи. В сб.: Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи, под ред. Н. А. Елисеева, Изд. АН СССР, 1953.
- Елисеев Э. Н. Геохимия главнейших сульфидных медно-никелевых провинций СССР. Пробл. геохимии, вып. 1, Изд. Львовск. унив., 1959.
- Елисеев Э. Н. Постериорные минералы, гл. 28. В кн.: Ультраосновные и основные интрузии Печенги. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961.
- Елисеев Э. Н., И. В. Кавич, М. Г. Мирончук. Рентгенометрическое исследование некоторых алюмосиликатных и сульфидных минералов Норильского месторождения. В сб.: Рентгенография минерального сырья. Вып. 2, Госгеолтехиздат, М., 1962.
- Корнилов Н. А. Хлориты из медно-никелевого месторождения в Печенгском районе. Матер. по минерал. Кольского п-ова, вып. 1, Кировск, 1959.
- Корнилов Н. А. Особенности гидротермальных изменений боковых пород и рудного метасоматоза в Печенгских медно-никелевых месторождениях (Кольский полуостров). Автореф. дисс. Горный инст., Л., 1960.
- Лазаренко Е. К. Группа хлоритов. Курс минералогии, ч. II. Изд. Львовск. унив., 1959.
- Масленников В. А. Околорудные изменения пород, вмещающих сульфидные жилы, гл. 15. В кн.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона (Матер. ЛАГЕД АН СССР, вып. 3, Изд. АН СССР, 1956).
- Мирончук М. Г. Хлориты из ультраосновных пород интрузии Норильск-1. Тез. докл. на ученой сессии, посвященной 300-летию Львовск. унив., 1961.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Инст. Арктики, т. 43, 1936.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. унив., 1949.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. Инст. геол. наук, вып. 140, минерал.-геохим. сер. (№ 14), 1953.
- Рукавишников И. А. О некоторых магнезиально-никелевых водных силикатах Нижне-Тагильского серпентинитового массива. В сб.: Кора выветривания, вып. 2, Изд. АН СССР, М., 1956.

В. Г. Бушев

ДАЙКА МИКРОЛАУРДАЛИТОВ В ПРИАЗОВЬЕ

До последнего времени на Украине были известны три массива нефелиновых сиенитов, два из которых расположены в восточном Приазовье (протерозойские нефелиновые сиениты Октябрьского массива и палеозойские нефелиновые сиениты грабена р. Еланчика), а третий — в Приднепровье. Дайковый выход нефелиновых пород обнаружен автором летом 1961 г. в нижнем течении б. Вали-Тарама, в 13 км южнее Октябрьского массива. Впервые этот выход отмечен И. Морозевичем еще в 1898 г., но с тех пор в литературе не упоминался и местным геологам не был известен. Нефелиновые сиениты слагают дайку (простираение СВ 10°, падение вертикальное), секущую вкрест простираения смятые в складки гнейсы и мигматиты с пачками амфиболитов; дайка прослежена на 250 м и имеет мощность 2—2.5 м. Контакты дайки с вмещающими породами резкие, прямолнейные.

Дайка сложена плотными, мелкозернистыми породами зеленовато-серого цвета, состоящими из существенно калиевого полевого шпата, нефелина, эгирин-авгита, лепидомелана и аксессуарных циркона, апатита и флюорита. Расположение минералов подчеркивает первичные слои течения, параллельные контактам. В краевых частях дайки породы очень мелкозернисты, в средней части крупность зерна увеличивается, появляются

участки перекристаллизации и начального развития пегматита, тонкие жилочки и линзы мономинеральных альбититов сахаровидного сложения.

Мигматиты и гнейсы на расстоянии 40—70 см от контакта претерпевают заметные изменения — превращаются в полосчатые альбито-эгирино-щелочноамфиболовые породы, совершенно тождественные по внешнему виду и минеральному составу фенитам, развитым вблизи Октябрьского массива. Однако интенсивность изменений и мощность фенитов не увязываются с небольшими размерами дайки. Подобные или немногим большие зоны фенитов в пределах Октябрьского массива развиваются в контактах тел нефелиновых сиенитов, значительно более крупных, чем дайка.

Описываемый нефелиновый сиенит по структуре и химическому составу (SiO_2 — 54.32, TiO_2 — 0.09, Al_2O_3 — 19.46, Fe_2O_3 — 5.65, FeO — 1.38, MnO — 0.35, MgO — 0.45, CaO — 1.82, Na_2O — 10.40, K_2O — 5.36, п. п. п. — 0.29, сумма — 99.57%; аналитики В. Ф. Филонова и А. Я. Макарова, химическая лаборатория СЗГУ) близок дайковым микрофойяитам Октябрьского массива, от которых отличается большим содержанием цветных минералов и присутствием эгирин-авгита вместо амфибола. В сравнении со средним составом фойяитов, по Дэли, анализированный сиенит содержит меньше глинозема и особенно железа; в целом — как по химизму, так и по минеральному составу (микроклин-микропертит, эгирин-авгит и нефелин в идиоморфных кристаллах) — порода близка лаурдалиту. Учитывая небольшие размеры зерен, найденный нефелиновый сиенит может быть назван микролаурдалитом.

Дайковый микролаурдалит (1760 млн лет)¹ одновозрастен с нефелиновыми сиенитами Октябрьского массива (1750—1800 млн лет). Это могло бы рассматриваться как доказательство их генетической связи, если бы геофизические данные не показывали, что выходы этих пород располагаются в пределах хотя и сходных по строению, но совершенно обособленных структур. Это дает основание предполагать, что микролаурдалиты возникли самостоятельно и если и являются апофизами, то не Октябрьского, а какого-то другого автономного плутона.

Наличие микролаурдалитов в б. Вали-Тарама расширяет сведения о геологии щелочных сиенитов в Приазовье и позволяет внести изменения в представления об обязательной генетической связи многих щелочных проявлений в этом районе с единым магматическим центром.

¹ Определение выполнено в ЛАГЕД АН СССР по валовой пробе. В результате (1560 млн лет) введена поправка +200 млн лет на валовую пробу; аналитик Т. В. Кольцова.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
<i>Н. А. Елисеев, К. А. Шуркин.</i> Академик Александр Алексеевич Полканов.	3
<i>К. О. Кратц.</i> Академик А. А. Полканов и очередные проблемы докембрия Балтийского щита	17

Г е о л о г и я

<u>А. А. Полканов</u> , <i>К. О. Кратц, К. А. Шуркин.</i> Дочетвертичная геология Карелии и Кольского п-ова	24
<i>Л. Я. Харитонов.</i> О геологии кольских карелид	45
<i>К. А. Шуркин.</i> Генетические типы мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования (на примере архея Беломорья)	58
<i>Н. В. Горлов.</i> Структурные предпосылки к прогнозированию архейских пегматитов на территории Северо-Западного Беломорья	77
<i>Я. Н. Белевцев, А. К. Прусс.</i> Новые представления о формировании докембрия Украинского щита	81
<i>А. П. Никольский.</i> О метаморфизме верхнеархейских пород юго-западной части Русской платформы	91
<i>С. П. Соловьев.</i> Главнейшие особенности древнейших образований Большого Кавказа	100
<i>Ю. А. Косыгин, Н. А. Берзин, Б. Н. Красильников, Л. М. Парфенов.</i> О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии.	111
<i>И. П. Бузиков, И. Н. Крылов, Ф. П. Митрофанов, Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова.</i> Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области.	117
<i>Д. А. Великославинский, Б. В. Петров.</i> Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий	126
<i>Н. Г. Судовиков.</i> Принципы составления геологических основ для металлогенических карт докембрийских областей	132
<i>Г. М. Другова.</i> Нижнеархейские породы алданского комплекса в зоне становой орогении	140
<i>М. Д. Крылова.</i> О нижней и верхней границах станового комплекса	149
<i>В. А. Глебовицкий.</i> О структурных соотношениях алданского и станового комплексов	156
<i>И. С. Седова.</i> Метаморфизм позднестановых гранитоидов западных отрогов хребта Тукурингра	166

Г е о х р о н о л о г и я

<u>А. А. Полканов</u> , <i>Э. К. Герлинг.</i> Предварительная возрастная шкала докембрия—герцинид для Балтийского щита	176
<i>А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов.</i> О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита по данным свинцово-урано-ториевого метода измерения абсолютного возраста	185
<i>Э. К. Герлинг, Г. В. Кольцова, С. С. Яковлева.</i> Сравнительное изучение возраста слюд, амфиболов и пироксенов аргоновым методом	204
<i>Л. П. Никитина, В. Я. Хильтова, Ф. П. Митрофанов, И. Н. Крылов.</i> Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна	219
<i>В. И. Кицул.</i> Геохронологическое значение ультраосновных щелочных интрузий Алданского щита	228
<i>Ю. В. Никитин.</i> Абсолютный возраст слюдоносных пегматитов Рекалатвы (Кольский п-ов)	236
	383

<i>В. А. Маслеников.</i> Некоторые физико-химические и геологические условия образования гранитной магмы	239
<i>Т. В. Перекалина.</i> К методике изучения гранитных плутонов (на примере Центрального Казахстана)	250
<i>Н. А. Елисеев, В. Г. Кушев.</i> Интрузии щелочноземельных сиенитов, их внутреннее строение и химизм (Приазовье)	255
<i>И. Д. Царовский.</i> Нефелиновые сиениты Среднего Приднепровья и Приазовья	272
<i>Д. П. Виноградов.</i> Граниты малых интрузий Приазовья	277
<i>Ю. Ир. Половинкина.</i> К вопросу о происхождении лабрадоритов Украины.	282
<i>В. Б. Дагелайский.</i> Плутон щелочных пород Чагве-Уайв (Кольский п-ов) (новые данные по геологии, петрографии и геохронологии)	288
<i>Л. П. Бондаренко.</i> Парачарнокиты центральной части Кольского п-ова	296
<i>А. И. Богачев, В. А. Горелов, В. И. Кочнев-Первузов.</i> Основные черты строения и сульфидного оруденения междуречья Печенги—Лотты (северо-западная часть Кольского п-ова)	306
<i>Ю. М. Соколов, В. С. Быкова, В. Д. Бугрова, С. Н. Васильева.</i> Гранаты как критерий выделения пегматитовых провинций (северо-байкальский пегматитовый пояс)	312
<i>М. М. Мануйлова, И. К. Асланов, М. В. Терентьева.</i> Особенности геологического положения и минерализации редкометалльных пегматитов одного из районов Сибири	322
<i>В. Г. Кушев, М. В. Терентьева.</i> Особенности минералообразования в редкометалльных пегматитах из верхнеархейских метаморфических пород и некоторые черты их генезиса	331
<i>Д. А. Михайлов, В. Л. Дук.</i> Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алданского щита	344
<i>Л. А. Варданянц.</i> О кальциевом метасоматозе на Тырныаузе (Центральный Кавказ)	355
<i>Н. Ф. Шинкарев.</i> Некоторые черты петрогенеза пород, содержащих железистый оливин	359
<i>М. Г. Мирончук.</i> Некоторые особенности постмагматического минералообразования никеленосных интрузий	364
<i>В. Г. Кушев.</i> Дайка микролаурдалитов в Приазовье	382

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Утверждено к печати

Лабораторией геологии докембрия
Академии наук СССР

Редактор Издательства А. А. Чижов

Художник М. И. Разувевич

Технический редактор А. В. Смирнова

Корректоры: Л. М. Бова, Ш. А. Иванова и Н. З. Петрова

Сдано в набор 6/1 1964 г. Подписано к печати 4/IV 1964 г. РИСО АН СССР № 2—50В. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 12. Печ. л. 24=32.88 усл. печ. л. + 8 вкл. Уч.-изд. л. 34.72+8 вкл. (1.28).

Изд. № 2173. Тип. зак. № 558. М-27479. Тираж 1300. ТП 1964 г. № 630.

Цена 2 р. 60 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
Ленинград, В-164, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
29	1 сверху	глыба сложенн(блок). ая	глыба (блок), сложен- ная
163	Подпись к рис. 4, 2 сверху	тектонослоистые	тонкослоистые
165	6 сверху	смещения	смешения
177	23 снизу	гранатным	гранитным
206	Таблица, последняя графа, 3 сверху	4520	4550
208	Таблица, 3 графа справа, 4 сверху	$1.80 \cdot 10^{-7}$	$1.80 \cdot 10^{-8}$
208	Таблица, 2 графа справа, 4 сверху	0.0121	0.0167
211	Таблица, 4 графа справа, 9 сверху	0.0447	$0.0447 \cdot 10^{-4}$
241	Подпись к рис. 3, 2 сверху	плавности	плавкости
241	Подпись к рис. 3, 4 сверху	(500—4000").	(500—4000 °).