

Академия наук СССР
Уральский научный центр
Институт Геологии и геохимии
им. акад. А.Н.Заварицкого

Министерство геологии
РСФСР
Уральское территориальное
геологическое управление

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Тезисы докладов
Третьего Уральского петрографического
совещания

II

Ультрабазиты. Граниты.
Метаморфизм.

Свердловск
1974

Академия наук СССР
Уральский научный центр
Институт Геологии и геохимии
им. акад. А.Н.Заварицкого

Министерство геологии
РСФСР
Уральское территориальное
геологическое управление

553.212+558.25(063) (09)

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ В
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

1257

Тезисы докладов
Третьего Уральского петрографического
совещания
II

Свердловск
1974



Редакционная коллегия:

Б. В. Баранов (секретарь), К. К. Золосев, В. М. Нечеухин,

Д. С. Штейнберг (редактор).

УЛЬТРАБАЗИТЫ

С. В. Москалева
ВСЕГЕИ, Ленинград

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

1. С гипербазитами связан большой комплекс полезных ископаемых. Однако, каждое из них тяготеет лишь к определенной группе-формации - ультраосновных пород.

2. Существует две главнейших первичных гипербазитсодержащих формации (Москалева, 1963, 1968, 1972 и др.). Породы одной из них - дунит-гарцбургитовой (А) - образуются в условиях верхней мантии Земли. Они являются материнскими для хромита, асбеста, талька, магнезита. Породы второй формации - дунит-диалагит-габбровой (В) возникают в условиях базальтового слоя и являются материнскими для платиноидного и титаномагнетитового оруденения.

3. Между породами указанных формаций существует серия постепенных переходов в виде пород промежуточной ассоциации ("В"), обладающей чертами сходства с обеими формациями, вследствие чего, в ней сосуществуют руды обоих формационных типов. Отличием же этой ассоциации от указанных двух формаций является присутствие в ней медно-никелевых руд. Данная ассоциация самостоятельной формацией не является и относится к промежуточному формационному типу (Москалева, 1971). Она возникает, видимо, в зоне перехода от перидотитового слоя к базальтовому.

4. Помимо указанных, существует ряд других ассоциаций, также содержащих ультраосновные и основные породы и обладающих особенностями А или Б, или В плюс дополнительные черты состава пород и руд (напр., массивы ультраосновных-щелочных пород, массивы типа Седбери, Норильска и т.д.). Эти ассоциации являются вторичными и появляются в результате воздействия тех или иных коровых процессов на породы первичных, более глубинных ассоциаций.

5. Специфичность металлогенической специализации каждой из рассмотренных формаций обусловлена обособлением в единую группу (минерал-породу-формацию) однородных по R_i химических элементов, что, в свою очередь, является следствием дифференциации земного вещества по геосенергетическим уровням (Москалева, 1960, 1964, 1972 и др.). Вследствие этого в единую формуцию входят только такие породы и руды, катионная часть минералов которых сложена элементами, геохимически родственными (напр., Mg, Ni, Cr - дунит-гарцбургитовая формация).

6. Породообразование в каждой из формаций направлено в сторону возникновения мономинеральных обособлений, как породообразующих, так и рудных. Образование мономинеральных обособлений сопровождается максимальной концентрацией в них главных для данной формации элементов, постепенно извлекаемых из других минералов. Так, например, Mg концентрируется в оливине дунита, Cr - в хромшпинелиде хромититов и т.д. Именно вследствие этого продукты максимальной геохимической дифференциации - мономинеральные породы - являются главными носителями наиболее крупных рудных концентраций; именно поэтому крупные рудные концентрации изначально обладают наиболее высоким содержанием рудного компонента.

7. Геохимическая дифференциация глубинного вещества обуславливает потенциальную рудоносность конкретной формации - хромитоносность, титаноносность и т.д. Однако реальная рудоносность, т.е. современные объемы рудных тел и качество слагающих их руд, определяются геологической историей региона. Так, усугубляется, что породы дунит-гарцбургитовой формации, возникающие в условиях верхней мантии Земли, в земной коре обнаруживаются только в геосинклинальных зонах (Пейве, 1961, 1964, 1969; Иванов, 1966, 1969, 1973; Москалева, 1961, 1964, 1968 и др.). Их появление предшествует геосинклинальному мегациклу, в ходе которого происходит дробление и зеленокаменная переработка гипербаазитов (серпентинизация), усиливающиеся с каждым новым циклом. Слабое проявление серпентинизации (ликардитизация) не оказывает сколько-нибудь заметного воздействия на гипербаазиты и их первичное оруденение - хромиты (1 тип). Более водо-насыщенная -хризоэтилзация - способствует разубоживанию хромитов.

товых концентраций, но приводит к возникновению месторождений хризотил-асбеста (II тип). Наконец, еще более водонасыщенная серпентинизация антигоритовой фации приводит к полному исчезновению как хромитового, так и хризотил-асбестового оруденения (III тип). Каждое из этих преобразований фиксируется тектонической позицией гипербазитовых масс, по которой выделяется три их типа (Москалева, 1971, 1973). Породы дунит-диаллагит-габбровой формации также обнаружены в геосинклинальных областях, но появляются в них после завершения геосинклинальных процессов, перехода в стабильное состояние и обязаны послеплатформенной активизации складчатых областей (Урал, Аляска, Борнео). Вследствие этого, слабо обводненные их гипербазиты подвергаются лишь ливардитизации, что и является причиной отсутствия в них асбестового оруденения. В тех случаях, когда породы этих массивов подвергаются гранитизации, возникают массивы ультраосновных-щелочных пород со свойственным им специфическим оруденением, отличным от собственно гипербазитового.

Породы смешанного формационного типа в полном классическом сочетании обнаружены лишь в ядрах древних платформ (Бумвельд, Стиллуотер, Седбери, Воронежский, Мончегорский массив). В складчатых же областях обычно лишь те или иные их фрагменты, слагающие блоки, внедренные в эпоху активизации. Конкретным составом пород таких блоков определяется состав рудных концентраций, т.е. месторождений.

7. Спецификой Урала является широчайшее развитие в нем пород дунит-гарибургитовой и дунит-диаллагит-габбровой формаций при крайне ограниченном развитии пород смешанного формационного типа и отсутствии иных ассоциаций ультраосновных пород. Это определяет характер его металлогении, представленной главными в СССР месторождениями хромитов, асбеста, платиноидов и титаномагнетита. Максимально рудоносными на металлические полезные ископаемые являются Кемпирсайский и Крадинский пояса (I тип). В пределах Кемпирсайского пояса обнаружены породы обеих формаций, поэтому максимально хромитоносными являются лишь полярно- и, особенно, вжноуральская его части, сложенные дунит-гарибургитами, тогда как средне- и северо-уральская части, сложенные породами дунит-диаллагит-габбровой формации, промыш-

ленно нехромитоносны, но перспективны на месторождения платиноидов и титаномagnetита. В погружающихся частях пояса обнажаются слабо проявленные образования промежуточного формационного типа, что предопределяет появление здесь мелких никелевых рудопроявлений.

Породы восточно-уральских "внешних" поясов (II тип) относятся к типу, широко распространенному в складчатых областях нашей планеты, отличаясь, однако, меньшей нарушенностью, чем в других областях мира. Вследствие глубоко зашедшей геосинклиальной эволюции гипербазиты этих поясов обладают значительно менее крупными и качественными месторождениями хромита, представляющими лишь реликты месторождений I типа. Поэтому поиски в их пределах крупных хромитовых месторождений мало перспективны. В то же время эти пояса, гипербазиты которых в зонах их дробления метаморфизованы в кристаллической фации серпентинизации, весьма перспективны для выявления в них новых месторождений христит-асбеста.

Породы "внутренних" уральских поясов (III тип), расположены либо в антиклиналях синклинориев (Увинкирский) либо в горст-антиклиналях антиклинориев (Салдинский, Ильменогорско-Свертский, Восточно-Мугоджарский и др.). В последнем случае они вместе с окружающими их толщами подвергаются глубокому метаморфизму, что приводит в одних случаях к оталькованию, а в других - к их десерпентинизации, полной перекристаллизации, с возникновением в ряде случаев вторичных энстатитовых пород, более позднее изменение которых в амфиболитовой фации метаморфизма, способствует появлению месторождений антофиллит- и арфведсонит-асбеста (Хмара, 1970, 1971).

Неравномерное развитие гипербазитов в разных зонах Урала является главной причиной того, что в этом регионе мира, как нигде в другом, развиты разнообразнейшие виды полезных ископаемых, связанных с гипербазитами.

ФОРМАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

В пределах Уральской геосинклинальной системы встречаются ультраосновные породы всех существующих формаций, исключая нимберлитовую. В мезогеосинклинальной зоне вдоль западного склона Урала располагаются мелкие тела дунит-гарцбургитов, пироксенитов, щелочных перидотитов, пикритов, относящихся к производным габброидной магмы. Хромитоносные дунит-гарцбургиты Сарановского пояса вендского возраста сформировались в условиях платформенного тектонического режима. Массивы альпинотипной формации в Зилаирском синклиналии относятся к аллохтонным образованиям (типа меланжа и тектонических покровов).

В зоне Главного Уральского разлома (или шовной зоне) устанавливается меридиональная зональность, выражающаяся в проявлении гарцбургитового магматизма во фланговых частях (Южном, Приполярном, Полярном Урале и Мугоджарах). На Среднем и Северном Урале в рассматриваемой зоне гипербазиты представлены только клинопироксенитовой формацией (исключение составляет альпинотипный Салатимский пояс на Северном Урале). На Южном Урале клинопироксенитовая формация прослеживается в виде отдельных массивов, пространственно сопряженных с альпинотипным гарцбургитовым магматизмом (Таловский, Нуралинский, Хабарнинский, Северо-Кемпирсайский, Велиховский и Примугоджарский массивы). Гипербазиты формации дифференцированных габброидов нижнедевонского возраста встречены в восточной части Хабарнинского массива (Аккермановская интрузия).

В эвгеосинклинальной зоне наряду с преобладающими альпинотипными массивами встречаются интрузии, принадлежащие клинопироксенитовой формации (Верхне-Тагильский, Южно-Ключевской, Уктусский, Подольский массивы), а так же формации дифференцированных габброидов (Устейский, Аккермановский, Карашакольский массивы) и габброидных гипербазитов субформаций - дунит-клинопироксенитовой (Восточно - Аккаргинский), дунит-гарцбургитовой

(Карасуевский, Ишкининский, Бриентский) и дунитовой (Северо -
Баженовский).

Альпийская формація Урала формировалась в начальные
этапы крупных геосинклинальных циклов и соответственно выделя-
ются каледонские (среднеордовикские - Кемпирсайский и Салатим-
ский пояса; нижнесилурийские - большинство массивов) и ранне -
герцинские (среднедевонские - Уаункирский и Буруктаьский поя-
са) массивы. Массивы, прорывающие каменноугольные отложения,
относятся к протрузивным образованиям. Наибольшим развитием
альпийские гарцбургиты пользуются в пределах Восточно-Ураль-
ского поднятия, где они на Среднем и Северном Урале находятся
в первичном залегании в офиолитовой ассоциации, участвуя в
силадчатости. Тектонические перемещения и меланжевые образова-
ния наблюдаются только в Алапаевско-Резевском районе. На Южном
Урале большинство альпийских массивов этой зоны представле-
ны протрузивами.

М.Н.Годлевский, И.И.Эдельштейн, М.М.Ильвицкий
ЦНИГРИ, Москва, ИНИГ, Ивано-Франковск, НИИГ ДГУ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ В РАЗВИТИИ
ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ
(по геохимическим данным)

1. Альпийские гипербазиты обычно описываются как одно-
родные горные породы, характеризующиеся постоянным содержанием
петрогенных и рудообразующих элементов. Отклонения от указан-
ной однородности рассматриваются либо как случайные, либо свя-
зываются с постмагматическими изменениями ультраосновных пород.
Результаты детальных исследований геохимических особенностей
ультраосновных пород Южного Урала выявили закономерные вариации
в составах интрузий и поясов.

2. В пределах Южного Урала выделены 12 гипербазитовых по-
ясов, 10 из которых относятся к эвгеосинклинальной зоне и лишь
2 - к миегеосинклинальной. В пределах эвгеосинклинали устанавли-
вается смена времени становления преобладающей части интруз-

ий с запада на восток, от древнего (ордовикского) к более молодому (каменноугольному).

3. Результаты комплексного геохимического изучения гипербазитов с применением математических методов и ЭВМ ("Линск - 22") позволили на первом этапе исследований выделить два ассоциирующихся линейных парагенезиса, характеризующихся противоположными тенденциями в установленных вариациях химических составов гипербазитов (первый - $MgO-NiO-Cr_2O_3$; второй - $TiO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 - CaO - f$). Эти данные позволяют сделать вывод о том, что наряду с очевидными общими характеристиками, можно говорить и об индивидуальных геохимических особенностях отдельных интрузий альпинотипной формации.

4. Применение метода анализа поверхности тренда позволило охарактеризовать изменчивость химизма пород в пространстве и времени. Этим методом выделена региональная (фоновая) характеристика сумми систематической и случайной составляющих геохимического поля гипербазитов Южного Урала. Исследование карт тренда первого порядка, выявляющих наиболее общие геохимические тенденции, показывает падение содержания элементов первого линейного парагенезиса (MgO, NiO, Cr_2O_3) от ультрабазитов запада эвгеосинклинали к ультрабазитам восточной части зоны. Противоположная динамика характерна для элементов второго линейного парагенезиса (TiO_2, Al_2O_3) суммарного железа, CaO, f). Тренд-поверхности последующих порядков отражают с большей детальностью характер изменчивости составов интрузий и позволили выявить более локальные и частные особенности установленной тенденции. Особый интерес представляют поверхности тренда третьего и четвертого порядков, характеризующие более древние ультрабазиты эвгеосинклинали (приуроченные к Главному Уральскому разлому) как наиболее высокохромистые.

5. Выполненные исследования показали, что в пределах сравнительно однородной по составу формации альпинотипных гипербазитов устанавливаются закономерные вариации химизма в пространстве. Если исходить из представлений о последовательной смене возраста гипербазитов эвгеосинклинали с запада на

восток, от более древних к более молодым, геохимические данные позволяют говорить о вполне определенной пространственно-временной направленности в развитии гипербазитового магматизма на Южном Урале.

А.Б.Дергунов, А.А.Ефимов, Ю.Е.Молдаванцев,
А.С.Перфильев, Г.Н.Савельева, А.А.Савельев

ГИН, Москва, ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск,
ВСЕГЕИ, Ленинград, ВКГРЭ, Воркута

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

1. Габбро-гипербазитовые массивы Полярного Урала располагаются вдоль западной окраины эвгеосинклинальной зоны на границе ее с миевгеосинклиналью западного склона. В них в равной мере принимают участие ультраосновные и основные породы, которые находятся в тесной структурной и парагенетической связи.

2. В распределении ультраосновных и основных пород обоих массивов наблюдается генеральная стратификация. В основании разреза располагается дунит-гарцбургитовый комплекс, в котором выделяется нижняя дунитовая, средняя переходная дунит-гарцбургитовая и верхняя - гарцбургитовая зоны.

Дунит-гарцбургитовый комплекс сменяется вверх по разрезу дунит-пироксенит-габбровым комплексом, в котором снизу-вверх наблюдается постепенное увеличение верлитов, клинопироксенитов и габбро. Последние преобладают в его верхней части. Породы этого комплекса слагают линейные линейнообразные и пластические тела, которые обычно одинаково ориентированы в пространстве, имеют северо-северо-восточное простирание и вгв-восточное падение. Для пород этого комплекса, особенно для габбро, весьма характерны полосчатые текстуры, имеющие также северо-северо-восточное простирание и вгв-восточное падение.

3. Установленная последовательность в распределении перечисленных комплексов с запада на восток, вероятно, соответству-

щая вертикальному ряду, устойчиво сохраняется на всем протяжении хр. Полярный Урал. Почти прямолинейные границы между комплексами прослеживаются на расстоянии около трехсот километров. Изгибания границ обусловлены в основном складчатыми деформациями и ундуляцией по простиранию. Параллельность теряется в местах разрывных нарушений.

4. Пликативные деформации широко распространены в обоих комплексах. Кроме того, в дунит-гарцбургитовом комплексе полосчатость гарцбургитов очерчивает почти изометричные воронкообразные и желобообразные структуры, несогласные с линейными структурами покрывающего дунит-пироксенит-габбрового комплекса. В последнем представлены, главным образом, линейные складки нескольких порядков, параллельные общему северо-северо-восточному простиранию. Морфология и ориентировка складок в этом комплексе и в пластующихся осадочно-вулканогенных палеозойских толщах обрамления почти одинакова. Также однотипны развитые в них разрывные нарушения. Эти пликативные и разрывные деформации, по всей вероятности, происходили в условиях преобладающего смещения масс с запада на восток и образовывались под действием субширотного сжатия.

5. Особенности морфологии деформации главных границ, разделяющих описываемые комплексы, линзообразная и пластообразная форма геологических тел, входящих в их состав, линейный характер складок разных порядков и параллельность их простирания тем же границам показывают, что каждый комплекс представляет собой единое, очень крупное и мощное пластообразное тело. В совокупности эти тела располагаются в единой стратиграфической последовательности, причем возможно, что до деформации они занимали почти горизонтальное положение.

6. В южной большей части Войкар-Сыныинского массива породы дунит-пироксенит-габбрового комплекса располагаются не только восточнее, но и западнее нижнего дунит-гарцбургитового. Здесь они образуют линейные тела, круто падающие на юго-восток параллельно контакту с нижним комплексом. К южному окончанию массива ширина полосы выхода нижнего дунит-гарцбургитового комплекса постепенно уменьшается и он полностью выклинивается. Еще южнее выклинивается и нижняя дунит-пироксенитовая часть

верхнего комплекса, а западная и восточная полосы верхних габброидов сливаются и занимают всю ширину массива. Охарактеризованные особенности строения южной части массива при первичной пластообразной форме комплексов и устойчивой последовательности их расположения в вертикальном ряду, дают возможность интерпретировать структуру всего массива как крупную антиклиналь, постепенно погружающуюся в южном направлении. В северной части массива западное крыло этой антиклинали среzano пологим надвигом северо-восточного простираения, который в южной части массива отходит от него к западу в обрамляющие вулканогенно-осадочные породы. Вдоль крайней северной части этого надвига (массив Рай-Иа) прослеживаются выходы серпентинитового полимиктового меланча. Таким образом, наиболее общие черты современной морфологии массива, также хорошо увязываются с его первичной стратифицированной структурой.

7. Оба геологических тела, сложенные породами дунит-гарцбургитового и дунит-пироксенит-габбрового комплексов, полностью соответствуют геологическим формациям в понимании Н.С. Шатского, Н.П. Хераскова и Ю.А. Кузнецова. В целом они образуют закономерный вертикальный формационный ряд из двух формаций. В то же время, нижняя формация широко известна как дунит-гарцбургитовая хромитовая, а верхняя по своему составу и строению полностью отвечает дунит-пироксенит-габбровой платиновой, развитой ранее рассматриваемого района, в пределах Приполярного и Северного Урала.

Таким образом, можно считать, что эти очень важные в практическом отношении формации находят свое место в вертикальном ряду и связаны между собой тесными парагенетическими отношениями.

8. Восточнее габбро-гипербазитовых массивов, непосредственно контактируя с верхним дунит-пироксенит-габбровым комплексом по границе, параллельной границам между другими комплексами, переходит полоса плагиогранитов. Вдоль ее восточной окраины расположены многочисленные выходы диоритов, прорывающих толщу вулканогенно-осадочных пород силура и девона, которые обладают также в виде полосы северо-северо-восточного простираения.

Таким образом, вертикальный ряд, сложенный снизу вверх дунит-гарцбургитовым и дунит-пироксенит-габбровым комплексами, может быть надстроен плагиогранитным, а в целом они могут рассматриваться как стратифицированные слои верхней мантии и земной коры, находящиеся в основании палеозойской эвгеосинклинали.

В.М. Немцович
ВСЕГЕИ, Ленинград

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВ УРАЛА И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Обнаруживается тесная зависимость геолого-петрологических и минералогических особенностей основных и ультраосновных интрузий от конкретных геолого-тектонических условий их становления и от глубины эрозионного среза отдельных интрузивов, что особенно отчетливо проявлено для расслоенных габброидных интрузий концентрически-зонального строения. Эти интрузии развиты преимущественно в эвгеосинклиналиных зонах в участках скрещивания глубинных разломов различных направлений. Они представлены округлыми в плане воронкообразной формы телами площадью от единиц до 100-200 кв. км. Различные по составу и рудоносности расслоенные массивы зонального строения представляют собой равные эрозионные срезы однотипных plutонов, выделяемых в качестве дунит-пироксенит-анортосит-габбровой формации (Немцович, 1973).

В составе сравнительно крупных приповерхностных эрозионных срезов массивов рассматриваемой формации (Кумбинский на Урале, Булкинский массив в Алтае-Саянской области) преобладают лейкогаббро и анортоситы, что обусловлено накоплением в верхней зоне камерн всплывающего плагиоклаза. Иногда проявлены элементы обратной зональности с уменьшением вниз по разрезу основности плагиоклаза, ростом железистости цветных минералов и др., что является результатом раскристаллизации пород в этой зоне от кровли массива к его внутренним частям. Среднеэродированные массивы (Кизирский, Патинский, Культайгинский Алтае-Саянской об -

ласти, Волковский, Серебрянский Урала и др.) сложены обогащенными железисто-титановыми минералами габброидами и диоритами, часто поздними кислыми дифференциатами, в краевых частях зональных тел нередко вскрываются ультраосновные дифференциаты. В небольших (единицы и первые десятки кв. км.) глубокоэродированных воронкообразных массивах (Светлоборский, Конжаковский, Косьвинский, Качканарский Урала, Лысогорский, Аталыкский, Нижне-Дербынский Алтае-Саянской области) широко развиты дуниты, верлиты, пироксениты, вследствие накопления в нижней зоне камеры погружающихся оливина и пироксена. Обычна нормальная (прямая) зональность с уменьшением основности пород и плагиоклаза вверх по разрезу расслоенных массивов. В наиболее глубинных срезах воронкообразных тел (Коксинский, Карьерный Алтае-Саянской области, Вересовый Бор, Гладкая Сопка и Желтая Сопка Урала) наблюдается обратная зональность, обусловленная преобладанием в их составе краевых слабо дифференцированных габброидов, сменяющихся в центре массивов ультраосновными кумулятами.

Вскрываемые на разных эрозионных уровнях воронкообразные плутоны различаются по рудоносности, в частности по составу связанного с ними железо-титанового оруденения.

Расслоенные воронкообразные интрузии дунит-пироксенит-анортозит-габбровой формации возникают при размещении основной магмы среди жестких структур ранее сложно дислоцированных толщ нижнего структурного этажа. Синхронно с расслоенными интрузиями при подъеме магмы в неконсолидированные толщи верхнего структурного этажа могут формироваться малые интрузии габбро-диабазовой формации, размещение которых контролируется трещинными структурами, сопряженными со складкообразованием.

ВЗАИМОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ УЛЬТРАБАЗИТАМИ
ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ И ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ
АССОЦИАЦИИ В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

1. Дунит-гарцбургитовая и дунит-пироксенит-габбровая ассоциации являются главными ассоциациями ультрабазитов геосинклиналей. Характер их распределения определяется структурно-геологическими особенностями региона. Массивы дунит-пироксенит-габбровой ассоциации, с одной стороны, приурочены к более жестким блокам земной коры, характеризующимся слабой проницаемостью. С другой стороны, ультрабазиты этой ассоциации широко развиты в краевых частях дунит-гарцбургитовых массивов (Хадатинский, Рай-Иаский, Войкар-Сыннинский, Нуралинский, Хабарнинский и др.). Геологические исследования показывают более позднее развитие клинопироксенитов по сравнению с гарцбургитами, причем часто отмечается зональность типа клинопироксенит-дунит+верлит (тремолитовый дунит) - гарцбургит. Совокупность геолого-петрографических данных на массивах Полярного Урала позволяет утверждать, что данная зональность имеет метасоматический характер.

2. Для проверки этого положения предпринято экспериментальное изучение метасоматической зональности, возникающей при воздействии на различные типы ультрабазитов Са-содержащих растворов. Исходное вещество в виде порошка (природные оливин, энстатит и их смесь) набивалось в серебряные, открытые с одной стороны ампулы, которые помещались в автоклав. Автоклав заливался рабочим раствором и ставился в печь. Опыты проводились при температурах 400-600°C, давлении 1000 атм и концентрации СаС1 от 0,1 до 2 моль/л.

3. Во всех опытах, где исходным веществом служили энстатит или смесь энстатита с оливином, образуется четко выраженная метасоматическая зональность двух типов. При $T = 400-500^{\circ}\text{C}$ колонка имеет следующий вид: \rightarrow клинопироксен - оливин+тремо-

лит - энотатит (+оливин) →, что соответствует природной зональности типа пироксенит - тремолитовый дунит - гарцбургит. При $T=600^{\circ}\text{C}$ строение метасоматической колонки иное: → клинопироксен - клинопироксен+оливин →, что соответствует природной колонке: пироксенит-верлит - гарцбургит. В природе отмечаются оба типа зональности.

4. В опытах, где исходным веществом служил оливин, возникает зональность типа → клинопироксен - оливин →, причем процесс замещения протекает очень медленно. Увеличению скорости реакции благоприятствует добавление в раствор глинозема.

5. Таким образом, экспериментальные данные подтверждают, что при воздействии Са-содержащих растворов на гарцбургитовый субстрат может возникнуть метасоматическая зональность, полностью аналогичная зональности в дунит-пироксенитовых полосчатых комплексах дунит-гарцбургитовых массивов.

6. Геолого-петрографические, петрохимические и экспериментальные данные позволяют утверждать, что дунит-пироксенит-габбровая ассоциация может возникать вследствие кальциевого метасоматоза пород дунит-гарцбургитовой ассоциации. Наиболее применимо такое объяснение в тех случаях, когда породы обеих ассоциаций залегают в непосредственном контакте друг с другом. Можно предположить, что данный механизм распространен более широко и применим к большинству массивов дунит-пироксенит-габбровой ассоциации.

В. И. Ваганов, И. Е. Куанецов
МГУ, Москва

О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

1. Используя литературные данные по распределению Mg и Fe между оливином и пироксенами в ультрабазитах Урала и мира, температура равновесия в альпинотипных ультрабазитах оценивается в $1200-1250^{\circ}\text{C}$. Температура равновесий в перидотитовых нодулах из базальтов имеет аналогичные значения, что хорошо

согласуется с интервалом температур, определяемым по диаграмме распределения Ni между оливином и клинопироксеном.

2. Статистические данные по химизму ортопироксенов пока - анвают, что Mg входит в состав двух миналов: энстатитового и Mg -чермакитового, причем в энстатитовом минале Mg имеет ше - стерную координацию, а в чермакитовом - восьмерную. Если допу - стить, что миналы реально существуют в решетке ортопироксена в виде субфаза или подрешеток, то можно говорить о распределении Mg между двумя субфазами, причем в силу различной координа - ции Mg это распределение должно зависеть от давления.

Пересчет экспериментальных данных Грина и Рингвуда и со - ставов ортопироксенов эффузивов и перидотитовых нодулей из бааальтов и кимберлитов подтверждает наличие такой зависимости и позволяет наметить ряд изобар. Величины давлений формирова - ния альпинотипных ультрабаазитов, считанные с диаграммы, лежат в диапазоне 20-40 кб.

1257
3. Определение давления при формировании альпинотипных ультрабаазитов можно провести, используя данные Матсумото по распределению Mg, Fe и Co между сосуществующими оливином и ор - топироксеном. Распределение этих элементов для минералов мас - сива Рай-Из свидетельствует о том, что альпинотипные ультраба - азиты формировались при давлении на 5-10 кб выше, чем нодули в бааальтах. Таким образом, альпинотипные ультрабаазиты относятся к "фаши больших глубин".

4. Анализ полученных результатов с использованием совре - менных экспериментальных данных и данных по строению верхней мантии позволяет утверждать, что альпинотипные ультрабаазиты формировались на значительных глубинах (предположительно нижнй корн - верхнй мантии). В этом случае внедрение ультрабаазитов в верхние структурные этажи земной корн могло происходить текте - ническим путем в виде горячих пластичных тел.



МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНА В АССОЦИИ С ГИПЕРБАЗИТАМИ
ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА

Амфиболиты и кристаллические сланцы низких и умеренных давлений широко известны в контактах многих гипербазитовых массивов подвижных поясов. На Полярном Урале вдоль западного контакта Войкаро-Сыньинского массива также непрерывно прослеживается полоса подобных метаморфитов, относимых либо к регионально метаморфизованным толщам рифеид, либо к метаморфизованным породам глубинных разрывных зон.

Особенности строения и структурного положения этих пород выявляются в связи с изучением гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. Гипербазиты надвинуты из эвгеосинклинальной области по шовной структуре юго-восточного падения на перикратон Русской плиты: на терригенно-эффузивные толщи рифеид фундамента и палеозойского чехла. В разрезе последнего выделяются раннегеосинклинальные флишеидная и офиолитовая серии. Отложения этих серий испытали зеленосланцевый метаморфизм. На его фоне отчетливо выделяется полоса выходов кристаллических сланцев и амфиболитов, шириной от 1 км до 3 км, облегающая все изгибы контакта гипербазитового массива. Метаморфические породы отделены от вулканогенно-осадочных толщ зонами разрывов юго-восточного падения.

По направлению к контакту с гипербазитами породы сменяются в такой последовательности: 1. альбит-хлорит-лавсонитовые сланцы, иногда с реликтами структур порфиритов или слоистых пород; среди них встречаются участки непереработанных вулканогенно-осадочных пород, известных в нижнем палеозое; 2. альбит-эпидот-глаукофановые (винчитовые), кварц-мусковит-глаукофановые и гранат-глаукофановые сланцы; здесь также наблюдаются реликты пород субстрата, но реже, чем в первой зоне; 3. альбит-эпидот-роггеровобманковые, гранат-цоизит-роговообманковые породы и гранатовые амфиболиты. Гранат представлен альмандином. Среди амфиболитов прослеживаются тела плагиогранитогайеисов, сопровож-

дающиеся зонами окварцевания, мигматитизации.

4. Непосредственно у контакта с гипербаазитами, в зоне шириной 120-150 м крупнозернистые цоизитовые амфиболиты с пироповым гранатом насыщены будинированными телами апогарцбургитовых серпентинитов и серпентинизированных дунитов; серпентиниты и дуниты амфиболитизированы в контактах будин и по трещинам в них. Структуры пластического течения амфиболитов обтекают гипербаазитовые будины. В подошве эта зона отделена от амфиболитов окварцованными катаклазитами и милонитами, в кровле - граничит с апогарцбургитовыми серпентинитами. Устанавливается, что наложенная амфиболитизация гарцбургитов на контакте с амфиболитами предшествовала их γ -хризотилитизации, но происходила позже массовой α -хризотиловой серпентинизации.

Границы всех выделенных зон и полосчатость в них погружаются под гипербаазиты под углом 10-40°, согласно с залеганием контакта массива.

Метаморфизм всего комплекса пород отвечает альбит-эпидот-амфиболовой субфации, распадающейся на хлорит-лавсонитовую \rightarrow мусковит-глаукофановую \rightarrow гранат-роговообманговую ступени метаморфизма. Образование зонального комплекса метаморфических пород в подошве массива синкинематично этапу выведения гипербаазитов из подкоровых зон (где они формировались на раннегессинклинальной стадии) в верхние части разреза земной коры на уровне хиветского разрыва.

И. И. Никитин
ОГГУ, Оренбург

ПЕТРОЛОГИЯ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ,
АССОЦИИРУЮЩИХ С АЛЬПИНОТИПНЫМИ ГИПЕРБААЗИТАМИ
ОРЕНБУРГСКОГО УРАЛА

В Центральне-Уральском поднятии (в пределах Оренбуржья) ультраосновные породы пользуются значительным развитием; на

современном эрозионном уровне введено на поверхность более 50 в различной степени серпентинизированных массивов, принадлежащих производным самостоятельной ультраосновной магмы. В Сакмарском антиклинории и Вознесенско-Присакмарском синклинории массивы парагенетически тесно связаны с горными породами осадочно-эффузивной серии диабаз-спилитовой формации силурийского возраста и образуют в совокупности офиолитовый комплекс (серию).

Именно в этих структурах и развиты вокруг ряда ультраосновных массивов или по ксенолитам вмещающих пород внутри массивов экзоконтактовые амфиболиты. Характер экзоконтактовых изменений во всех известных случаях аналогичен (Хабарнинский, Халиловский, Кемгирсайский, Шайтантауский и др. массивы). По мере удаления от контакта происходит закономерная смена зон различного текстурного и минерального состава, между которыми имеются постепенные переходы. Стадии прогрессивно нарастающего метаморфизма проявляются следующим образом.

Среди вмещающих основных вулканитов (диабазов) появляются вначале зоны расщепления, затем эффузивы сменяются сланцеватыми зелеными сланцами. Зеленые сланцы переходят в микроамфиболитовые сланцы, а затем — в амфиболиты. Амфиболиты контактируют с антигоритовыми серпентинитами. Среди амфиболитов и зеленых сланцев отмечаются прослой углисто-кварцевых сланцев и графитистых кварцитов (метаморфизованные прослой бывших кремней и фтанитов). Роговая обманка, развивающаяся в амфиболитах, замещает не только темноцветные минералы, но и плагиоклаз, поэтому часто наблюдаются элементы пойкилитовой структуры. Иногда в массивных амфиболитах, как новообразование, появляются гиперстен (Халиловский массив) или рутил (Хабарнинский массив).

Химический состав амфиболитов, исходя из ограниченного количества химических анализов, в общих чертах соответствует составу исходных вмещающих пород. Однако, происходит частичный прирост магния и кальция.

Экзоконтактовые процессы, судя по развивающимся минеральным ассоциациям (роговая обманка, антигорит), имеют среднетемпературный (300°-500°) характер и, несомненно, связаны с процессами становления гипербазитовых массивов. Вне связи с контактом массивов серпентинитов, амфиболитов в разрезах

В. И. Маегов
ИГиГ УНЦ АН СССР

РОЛЬ ДЕФОРМАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ ХАВАРНИНСКОГО МАССИВА

Исследования последних лет показали, что в габброидах и клинопироксенитах восточной части Хаварнинского массива развиты процессы высокотемпературной деформации и перекристаллизации. В результате этих процессов возникли широко распространенные порфиroidные разности габброидов и клинопироксенитов.

В порфиroidных клинопироксенитах крупные зерна клинопироксенов расчленяются и замещаются мелкозернистым гранобластным агрегатом. В крупных зернах наблюдается волнистое погасание, изгибы спайности. Аналогичные признаки деформаций и перекристаллизации наблюдаются в порфиroidных габброидах. Зачастую породы с полным основанием можно называть бластомилонитами.

Признаки деформаций наблюдаются также во вмещающих хромитовых рудах с линейно-полосчатыми текстурами. В них по рисунку полос устанавливаются мелкие изоклинные складки и складки волочения. В складках линейная ориентировка агрегатов хромшпинелидов параллельна шарнирам. Образование складчатой морфологии и линейных полосчатых текстур связывается с деформацией и перекристаллизацией хромитов и вмещающих дунитов (В. И. Маегов, И. И. Никитин, 1972).

Причиной высокотемпературных деформаций, вероятно, является пластическое течение горячих габбро-гипербазитовых масс, как это предполагается в настоящее время А. А. Ефимовым (1973) для массивов платиноносного пояса Урала.

При изучении контактовой зоны между дунитами и породами дунит-гарцбургитовой ассоциации обнаруживаются признаки, которые также можно интерпретировать как результат проявления высокотемпературных деформаций. Это появление полосчатых и гнейсовидных пород констатит-оливинового состава. Для последних ха-

рактерна овальная форма обособлений энстатита с гранобластовой структурой. В связи с этим представляется возможным объяснить сонахождение внутри Хабаровинского массива гипербазитов, характерных для платиноносного пояса Урала (дунит-клинопироксенитовая ассоциация), и для альпинотипных массивов (дунит-гарцбургитовая ассоциация), надвиганием различных гипербазитовых горизонтов друг на друга.

Роль высокотемпературных деформаций не ограничивается этими явлениями. Наличие полосчатых серий внутри массива (пироксенит-тылаитовой и дунит-клинопироксенитовой), по-видимому, следует рассматривать как результат совместного действия деформации и метасоматоза, как это предполагается для подобных серий в массивах платиноносного пояса (А.А.Ефимов, 1973).

Деформации в приконтактных частях и, в меньшей степени, внутри массива протекали позднее и в условиях более низких температур, о чем свидетельствует наличие текстур пластических деформаций, присутствие блостомилонитов по габро с минеральными парагенезисами, характерными для фаций эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев.

А.И.Гончаренко
ТГУ, Томск

О РОЛИ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ГИПЕРБАЗИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Гипербазиты складчатых областей нередко подвергаются разнообразным пластическим деформациям, под действием которых возникает сложный спектр деформационных структур.

Пластически деформированные гипербазиты пользуются значительным распространением в пределах Алтае-Саянской складчатой системы, где они установлены в ряде дунит-гарцбургитовых массивов Кузнецкого Алатау и Западного Саяна. Структурно-тектоническая позиция этих массивов определяется их приуроченностью к глубинным разломам, секущим горстовые выступы претерозойского метаморфического комплекса.

Наиболее распространенными среди деформированных гипербазитов являются структуры региональной перекристаллизации, возникающие на месте кристаллизационных структур ультраосновных пород. Эти структуры образовались в результате пластической релаксации напряжений, проявившихся в условиях повышенных температур, когда хрупкие материалы становятся пластичными (Фридель, 1967). Релаксация напряжений осуществлялась неравномерно, что связано с анизотропией гипербазитового субстрата. Об этом свидетельствуют постоянно встречающиеся среди перекристаллизованных гипербазитов "иррациональные двойники" (Классен-Неклюдова, 1960) оливина и энстатита, возникающие при хрупком разрушении.

Особый интерес представляют оливины с совершенной спайностью, возникновение которых связано со стрессовыми напряжениями, проявившимися в пределах линейно-вытянутых зон. Гипербазиты со спайным оливином относятся к β -тектонитам. Происхождение спайности обусловлено особенностями распределения напряжений в условиях, создаваемых совместным действием сжатия и вращения.

Детальное изучение зон кливажированных оливинов показало, что характерные для них структуры ламинарного или трансляционного скольжения сменяются структурами турбулентного пластического течения. Такие структуры, по Коттреллу (1958), "возникают при неоднородном вращении и изгибе кристаллической решетки, а также скольжением в пересекающихся семействах плоскостей". Воздействие этих напряжений приводит к распаду индивидов спайного оливина на серии пластинок, сдвинутых по трещинкам спайности друг относительно друга так, что принадлежность их к одному зерну легко устанавливается под микроскопом. Возникновение таких слегка разориентированных ламелей связано с множественным трансляционным скольжением. При возрастании напряжений на месте кристаллов со спайным оливином возникает конгломерат более мелких, сильно разориентированных зерен.

Есть основания предполагать, что указанные формоизменения кристаллов оливина происходили в условиях ползучести и деформации под воздействием постоянного напряжения. Этот процесс сопровождался еще более сложными изменениями в структуре

пород. С одной стороны, возникали структуры рекристаллизации вследствие разрастания крупных кристаллов оливина за счет более мелких, а с другой — полигонизации или фрагментации их зерен с образованием субструктур.

Отмеченные морфологические особенности деформационных структур фиксируются проявлением на дифрактограмме характерных рефлексов отражения при рентгеновском изучении оливинов (Гончаренко, 1972).

Сопоставление данных исследования природных деформационных структур гипербазитов с результатами экспериментального изучения пластического течения оливина (Raleigh, 1968;

Carter, Ave Zalleman, 1970) показывает, что термодинамические условия образования пластически деформированных гипербазитов значительно отличались от Т-Р — условий формирования вмещающих их толщ, а сами гипербазиты являются более древними образованиями по отношению к породам окружающей их рамы.

Возникновение аномальных структур ультраосновных пород связано с механизмом пластических деформаций, проявившихся в условиях, создаваемых на более глубоких уровнях при подъеме гипербазитовых тел в твердом состоянии. Наличие реликтовых гипидиоморфных структур в гипербазитах свидетельствует об их первичной магматической природе. Вторжение раскристаллизованного гипербазитового субстрата в земную кору происходило в виде твердых блоков ультраосновных пород.

А.А.Захаров, А.А.Захарова
ИГ ВФАН СССР, Уфа

О ХАРАКТЕРЕ ВНЕДРЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ В ЗАПАДНОМ КРЫЛЕ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНИРИЯ

В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в Прикамской синклинальной зоне при стрессовых деформациях, неоднократно проявлявшихся в палеозойскую историю развития Урала, происходило внедрение огромных масс гипербазитов. На примере

детально изученных Байгускаровского и Присакмарского, а также Ишкининского, Халиловского массивов установлено, что они имеют тектонические контакты с вмещающими отложениями различного возраста - от раннесилурийского до позднедевонского-раннетурнейского. Внедрение ультраосновных пород сопровождалось интенсивным динамометаморфизмом: развитием будиных структур, мощных, до нескольких сот метров зон тектонических брекчий, милонитизации, дробления и катаклаза.

В цементе тектонических брекчий и по трещинам наблюдается перетертый серпентинитовый материал, кальцит, кварц, халцедон, хлорит, цеолиты. Термальное приконтактовое воздействие гипербазитов на вмещающие породы отсутствует. Рентгеноструктурные, дифрактометрические исследования кремнисто-глинистых сланцев, аргиллитов силура, верхнего девона-нижнего турне, находящихся в контакте с серпентинитами и в обломках среди их брекчий, обнаруживают их в составе монтмориллонит, вермикулит, разбухающий хлорит 14 \AA , гидрослюда. В тектонических зонах, развитых во вмещающих породах в связи с внедрением серпентинитов, наблюдается низкотемпературная минеральная ассоциация околострежинного метасоматоза: кальцит + кварц + хлорит + цеолит. Единичный факт более интенсивного изменения вмещающих пород наблюдался в локальной маломощной зонке сильного рассланцевания у г. Орска, где силурийские аргиллиты превращены в сланец состава кварц + хлорит + гидрослюда + мусковит + кальцит.

Серпентиниты впервые обнаружены в Таналикской антиклинальной зоне. Здесь инъекция серпентинитовой массы хризотил-антгоритового состава осуществилась в ранее сформировавшуюся зону тектонических брекчий посленижетурнейского возраста, сопряженную с Мадано-Мамбетовским надвигом. Эта зона, мощностью до 9 м, развита по порфирирам андезито-базальтового состава баймак-бурибайской свиты ($S_2 - D_I$) и в контакте последних с крупным субвулканическим телом кварцево-роговообманково-плагиоклазовых порфириров. Обломки пород в брекчиях сцементированы ассоциацией минералов: цеолит+кварц+хлорит+гидрослюда, а вмещающие тектоническую зону вулканогенные породы подверглись гипергенным изменениям с формированием минеральной ассоциации: сосерит+цеолит+гидрослюда+трениит+кварц+бурый хлорит. Установлено, что внедре-

ние серпентинитов осуществлялось по описанной тектонической зоне в вулканогенные образования, уже подвергшиеся гипергенным изменениям. Термальное воздействие также не наблюдается.

Тектонический характер контактов гипербаазитов с вмещающими породами, отсутствие их термального воздействия свидетельствуют о том, что гипербаазиты внедрились в холодном, серпентинизированном состоянии, т.е. являются протрузиями.

На примере Байгускаровского, Присакмарского массивов установлено, что протрузии серпентинитов этих массивов осуществлялись неоднократно. Первое появление серпентинизированных масс в Присакмарской синклиналильной зоне имело место на границе верхнего лландовери-нижнего венлока, о чем свидетельствует наличие галек серпентинитов в венлокских полимиктовых конгломератах. Следующее внедрение протрузии серпентинитов осуществилось во франское время, т.к. обломки серпентинитов обнаружены в полимиктовых песчаниках зилайрской свиты ($D_3^{fm} - C_1^{tI}$). Наиболее поздняя протрузия серпентинитов, обусловившая современную форму массивов, имела место в заключительную стадию орогенного процесса, в раннетриасовое время, о чем свидетельствует тектонический контакт серпентинитов с отложениями зилайрской свиты и отмеченный выше факт внедрения серпентинитов в гипергенно измененные вмещающие породы, постепенно переходящие в кору выветривания.

Б. Д. Магадеев
БГУ, Уфа

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОНЫ (на примере ее центральной части)

Вознесенско-Присакмарская зона, представляющая собой краевую часть Магнитогорского погружения, имеет блоковое, а в северной части и чешуйчатое строение. Ультраосновные породы и ассоциирующие с ними габбро-амфиболиты, имея во всех случаях тектонические взаимоотношения с вулканогенными и осадочными

породами палеозоя, слагают крупные и мелкие пластины, участвующие в этих блоково-чешуйчатых структурах.

Крупные тела ультрабазитов образуют самостоятельные пластинчатые блоки, сложенные в ледяном боку и центральной части серпентинизированными гарцбургитами, а в висячем боку — метаморфизованными габброидами. В зоне перехода от ультрабазитов к базитам наблюдается переслаивание этих пород. Габброиды представлены среднезернистыми габбро и мелкозернистыми габбро-диабазами, причем мелкозернистые фации имеют значительную мощность (100–200 м) и слагают приконтактовую часть массивов. Габброиды метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации (с последующим изменением в условиях актинолит-хлоритовой субфации зеленокаменного преобразования) и превращены в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Местами отмечаются и гранатовые амфиболиты — породы более высокой (альмандин-амфиболитовой) ступени метаморфизма. Мелкие ультрабазитовые массивы сложены апогарцбургитовыми серпентинитами, но известны и амфиболит-серпентинитовые пластины небольшой мощности (первые десятки метров).

Низ палеозойского разреза представлен в этой зоне ордовикским вулканогенно-осадочным комплексом. Породы комплекса на всем протяжении зоны имеют моноклиальное падение на восток и располагаются западнее пояса серпентинитов, занимая более низкий стратиграфический уровень по отношению ко всем проявлениям ультрабазитов. Серпентинитов не известно и в ледяном боку комплекса, имеющем тектонический контакт с породами Урал-тау. Исходя из позиции тектоники плит, этот факт можно объяснить только следующим: к тому уровню эвгеосинклинали разреза, который они теперь занимают, ультрабазиты вместе с ассоциирующими с ними габброидами впервые и в наиболее значительном объеме были введены после формирования ордовикского вулканогенно-осадочного комплекса.

Время появления ультрабазитов в разрезе эвгеосинклинали относится, вероятно, к интервалу времени средней ордовика — первой половине ландоверийского века. Это предположение основано на следующих данных: 1) ордовикский комплекс указанной зоны по петрографическим и петрохимическим признакам, составу

осадочных прослоев и пока единичным находкам радиолярий коррелируется нами с кидрясовским вулканогенно-осадочным комплексом Сакмарской зоны, имеющим раннеордовикский возраст; 2) в Боанесенско-Присакмарской зоне обломки серпентинитов встречаются в поадневенлокско-раннелудловских конгломератах; 3) в среднеландоверийско-венлокское время тектоническая обстановка в этой зоне была спокойной и шло накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ ("сакмарской свиты"). Учитывая, что в оренбургской части западного борта Магнитогорского погружения известны не только раннеордовикские, но и среднеордовикские толщи (они могут быть обнаружены и в башкирской части структуры), указанный интервал может быть сужен до $O_3-S_{I}ln_I$ и назван просто предсилурийским.

Следы размыва серпентинитов в рассматриваемой зоне известны в силурийских, верхнедевонских и среднекаменноугольных конгломератах и песчаниках.

После своего появления в палеозойском разрезе ультрабазиты вместе с ассоциирующими с ними габброидами испытывали неоднократно перемещения, но основная масса их осталась на уровне раннесилурийских толщ. Последние достоверные перемещения относятся к среднему карбону: 1) тела серпентинитов встречаются в разрывных нарушениях, ограничивающих блоки верхнедевонско-нижнебашкирских осадочных пород, а также секущих породы кишиньской свиты ($S_{IV}g - O_2b_I$); 2) среди серпентинитов встречаются глыбы известняков кишиньской свиты.

Но перемещения серпентинитовых масс в результате блоковых движений и пластических деформаций продолжались и позднее, до окончательного формирования наблюдаемой ниже структурной обстановки. Крутопадающие плоскости надвигов с малокошными пластинчатыми телами серпентинитов, а также такие же крутопадающие чешуйчатые структуры, в строении которых участвуют блоки и пластины как ультрабазитов, так и верхнедевонско-нижнебашкирских пород, безусловно образовались в верхнем палеозое.

О ГЕТЕРОГЕННОСТИ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА УЛЬТРАБАЗИТОВ

1. В гетерогенном Кемпирсайском массиве ультрабазитов, наряду с типоморфной дунит-гарцбургитовой ассоциацией, развита пироксенит-кортландит-верлит-дунитовая ассоциация апогарцбургитовых метасоматитов. Это локальные зоны верлитов и дунитов в альбандах или метасоматических пироксенитов или самостоятельные значительные массы дунитов, верлитов (кортландитов, сциелитов), слагающие северную часть массива (Смирнова, 1969, 1973). Общая схема метасоматической зональности: гарцбургит → верлит → дунит. Породы наложенной ассоциации содержат оливин Fe_{6-13} и акцессорный железистый или ферро-субферрихромит-алюмохромит, исключительно идиоморфный. Характерна пойкилитовая структура перидотитов, отсутствие ортопироксена.

2. Породы наложенной ассоциации отличаются от одноименных пород дунит-гарцбургитовой ассоциации геохимическим фоном: повышенной железистостью, низкой концентрацией никеля, высокими кобальта и марганца, высокими дисперсиями содержания этих элементов.

В петрографически однородных метасоматических дунитах северной части массива установлена скрытая геохимическая зональность гармонического характера. Она обусловлена соответствующими изменениями состава оливинов и ковариантных с ними акцессорных хромшпинелидов. По программе разграничения объектов по комплексу признаков, реализировавшей алгоритм Д. А. Родионова (1968), петрографически однородные дуниты расчленены на статистически различающиеся геохимические совокупности. Так, в одной из скважин на протяжении 1150 м установлен 9 границ раздела между участками мощностью 50-170 м.

По разрезу северной моноклиальной части массива в метасоматических дунитах выявлен устойчивый вертикальный геохимический тренд: положительный железа, отрицательный никеля. Этот факт противоречит гипотезам маг -

магматического породообразования и внаван, вероятно, метасоматическим преобразованием. Различная интенсивность последнего обуславливает внутрифациальную геохимическую анизотропность, которая, тем не менее, не маскирует вертикального геохимического тренда.

3. Аналогичный геохимический сдвиг в метасоматических пироксенит-дунит-перидотитовых ассоциациях, развивающихся по дунит-гарцбургитовой, установлен авторами в ультрабаазитах Чукотки.

О.З.Алиева, Ю.В.Смирнов
ВИМС, Москва

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ
ФОРМАЦИИ И ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВОВ
ГИПЕРБАЗИТОВ

1. Геолого-тектоническая позиция массивов дунит-гарцбургитовой формации является основным фактором, определяющим тип метаморфизма гипербазитов.

2. Изучение метаморфизма гипербазитовых массивов Урала и Алтае-Саянской области позволяет выделить два основных типа метаморфизма: 1- лизардит-хризотилловый (тип серпентинизации); 2- тальк-амфиболовый (тип глубокой перекристаллизации).

3. Метаморфизм первого типа характерен для гипербазитов эвгеосинклинальных прогибов; такие массивы лежат среди эффузивно-осадочных образований, метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

В лизардит-хризотилловом типе метаморфизма выделено три стадии и четыре этапа.

В первую стадию по оливину развивается прохилловый лизардит (без магнетита), брусит и секториальный лизардит; энстатит баститизируется.

Вторая стадия метаморфизма в начальный этап характеризуется развитием прохиллового лизардита (с магнетитом), прохиллового антигорита и прохиллового хризотила; по энстатиту развива-

ется агрегат куммингтонита и магнетита. Широко проявленные процессы начального этапа второй стадии являются важным поисковым признаком хризотил-асбестоносности. Конечный этап второй стадии заключается в интенсивной хризотилизации и образовании хризотил-асбеста. Конечный этап второй стадии проявлен локально, в зонах хризотил-асбестоносности.

Третья стадия объединяет процессы апосерпентинитовой антитигоритизации, оталькования, карбонатизации, лиственитизации. Процессы локальны и связаны с влиянием гранитоидных и габброидных интрузий.

4. Метаморфизм второго типа (тальк-амфиболовый) характерен для массивов, локализованных в зонах ранней консолидации (типа срединных массивов). Гипербазиты, метаморфизованные по этому типу, лежат среди гнейсов и кристаллических сланцев геосинклинального этапа, предшествовавшего внедрению гипербазитов.

В этом типе метаморфизма выделено два подтипа.

Метаморфизм первого подтипа заключается в последовательной смене процессов грануляции и катаклаза пород (с образованием метаморфических структур и текстур), процессами оливинизации энстатита, избирательного оталькования ромбического пироксена и апооливиновой антитигоритизации. Лизардитизация и хризотилизация не проявлены. В массивах сохраняются реликтовые участки абсолютно свежих пород.

Для метаморфизма второго подтипа характерна смена процессов грануляции и катаклаза оливина процессами пироксенизации оливина, антофиллитизации (тремолитизации, частичной лизардитизации и локально проявленной антофиллит-асбестизации).

5. В отдельных случаях сложность геолого-тектонической позиции обуславливает совмещение в крупных массивах двух типов метаморфизма.

6. Предполагается, что из областей верхней мантии ультраосновное вещество поступает в земную кору безводным или почти безводным. Растворы, производящие изменения первой стадии в лизардит-хризотиловом типе метаморфизма, по генезису фреатические.

Имеющихся данных недостаточно, чтобы связывать метаморфизм второй стадии этого типа (в том числе и хризотил-асбестовое

оруденение) с растворами гранитоидных или габброидных интрузий.

Процессы второго (талк-амфиболового) типа метаморфизма обусловлены дефицитом воды и специфическими условиями жесткой вмещающей рамы и происходят при повышенных T и P .

В.Р.Артемов
ВСЕГЕИ, Ленинград

СТАДИЙНОСТЬ И НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССА СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В УРАЛЬСКИХ ГИПЕРБАЗИТАХ

1. Как уже неоднократно отмечалось, процесс серпентинизации вначале в уральских (и не только уральских) гипербазитах, начинается с микропетельчатой lizardитизации. Это один из наиболее массовых типов серпентинизации. Почти во всех гипербазитовых массивах Урала проявлена в той или иной степени также lizardитизация 2-й стадии, выраженная в замещении кристаллов оливина в ячейках петель, образованных lizardитом 1-й генерации. Кроме этих двух процессов, о которых уже много говорилось в литературе, в последнее время в некоторых асбестосодержащих массивах Урала обнаружено довольно интенсивное, хотя и локальное развитие хильного и микропрожилкового lizardита 3-й генерации, а также характерного по формам выделения клиновидного lizardита, являющегося особой генетической разновидностью серпентина. Lizardит 3-й генерации развивается позже хризотила и антигорита, но раньше хризотил-асбеста. Время образования клиновидного lizardита не совсем ясно. По единичным наблюдениям он замещает клинохризотилловый офит, а участки серпентинитов, сложенные клиновидным lizardитом, секутся хильным и микропрожилковым lizardитом 3-й генерации.

2. Хризотилизация проявлена также практически во всех гипербазитовых массивах Урала, но масштаб ее в разных массивах далеко не одинаков и в целом значительно уступает масштабам lizardитизации. По формам проявления отчетливо выделяется два типа хризотилизации: продольно- и косоволокнистая в смятых и рассланцеванных серпентинитах и петельчато-микропрожилковая с

поперечной ориентировкой волокон в жилках и веретеновидных шнурах в массивных серпентинитах. Первая, по-видимому, более ранняя по времени проявления по сравнению со второй, но окончательно этот вопрос не выяснен. Жильные клинохризотилловые офиты являются одной из форм проявления хризотилизации. Завершается процесс хризотилизации образованием хризотил-асбеста - наиболее поздней генерации хризотила, жилки которого секут и хризотил породообразующий, и клино-хризотилловый офит. В ряде массивов хризотилизация развивается вслед за лизардитизацией 2-й стадии.

3. Антигоритизация, как и два предыдущих процесса, - процесс длительный и происходит в две или три стадии. Самым ранним антигоритом следует считать поперечноигльчатый (1-я генерация), который перекристаллизовывается в микровернистый (2-я генерация). Генерации развиваются обычно до лизардитизации 3-й стадии и до хризотил-асбестизации, но после хризотилизации, по крайней мере ее самых ранних стадий. Лейстовидный антигорит, замещая многие ранее образованные серпентины, в том числе микровернистый антигорит и асбест, является продуктом 3-й стадии антигоритизации.

4. На некоторых месторождениях хризотил-асбеста, наряду с жильным ортохризотилловым офитом, более поздним, чем хризотил-асбест, в основной массе серпентинитов развивается унстит-серпентин с кристаллической структурой шестислойного ортосерпентина. Формы проявления его в шлифах еще недостаточно хорошо изучены. К серпентинитам, содержащим породообразующий унстит (или ортохризотил), относятся, в частности, некоторые серпентиниты с псевдоморфно-пластинчатой структурой.

5. Самые поздние серпентины - гипергенные. Они представлены разновидностями лизардита (сунгулит) или хризотила. Массовая серпентинизация в условиях гипергенеза не происходит.

6. В гипербаазитовых массивах или их частях проявлены обычно лишь некоторые из перечисленных выше стадий серпентинизации. Начинаясь с лизардитизации, серпентинизация заканчивается при наиболее полном развитии всех процессов либо антигоритизацией 3-й стадии, либо ортохризотилизацией.

ВИДЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ СЕРПЕНТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

1. Изучение под микроскопом показало, что среди породообразующих серпентиновых минералов следует выделять следующие морфологически индивидуализированные виды серпентинов: поперечно-волокнистый с отрицательным удлинением волокон альфа-хризотил, поперечно-волокнистый с положительным удлинением волокон гамма-хризотил, пластинчатый, псевдоморфно замещающий оливин или прохилковный lizardит и антигорит.

2. С целью изучения химизма серпентинов были отобраны образцы, содержащие по возможности один морфологический вид. После отделения в бромформе удельного веса $2,56-2,58 \text{ г/см}^3$ тяжелой фракции, содержащей оливин, энстатит, хромит, магнетит и сростки этих минералов с серпентином, легкая фракция, состоящая из брусита и серпентина, для удаления брусита обрабатывалась 20%-раствором уксусной кислоты. Для получения мономинеральной фракции lizardита гамма-хризотил, обычно сопутствующий lizardиту, растворялся в 1-м растворе соляной кислоты при температуре $95 \pm 1^\circ\text{C}$ в течение часа с последующим растворением образовавшегося кремнекислого геля в 5%-растворе углекислого натрия.

Чистота мономинеральных фракций серпентина контролировалась сравнением кривых нагревания образцов до и после обработки. Эндотермические пики, характерные для брусита (400°C) и гамма-хризотила ($750-780^\circ\text{C}$), после растворения в кислотах исчезали.

Всего было выделено и проанализировано 20 образцов альфа-хризотила, 13- гамма-хризотила, 5- lizardита и 25 - антигорита.

3. Химические анализы полученных мономинеральных фракций и использование литературных данных показали, что каждый морфологический вид обладает отличным от других видов химическим составом. Сопоставление химических составов позволило выделить наиболее характерные отличительные признаки породообразующих серпентинов.

4. По соотношению окисного и закисного железа выделяются ферро - , ферро-ферри - и ферросерпентины. К ферросерпентинам относятся антигориты, степень окисления железа в них варьирует от 0 до 60%.

Хризотилловая серия характеризуется в среднем магнетитовой степенью окисления железа, которая колеблется от 60 до 85%. Особенность состава хризотилов - вхождение части окисного железа ($2/3$ - в альфа-хризотилах и $1/3$ - в гамма-хризотилах) в четвертую координацию вместе с кремнием.

Феррисерпентины представлены lizardитами с самой высокой степенью окисления железа - больше 85%. Тем не менее все трех - валентное железо входит только в шестерную позицию.

5. Содержания железа и воды в хризотилах обнаруживают прямую корреляцию. С возрастанием содержания железа от 0 до 8% в пересчете на закись, количество воды увеличивается от теоретического - 13% - до 15% в альфа-хризотилах.

Пластинчатые минералы - антигорит и lizardит - характерны обратными по сравнению с хризотилами соотношениями общего железа и воды. В антигоритах с увеличением содержания FeO от 0 до 7,5% количество воды с 13% уменьшается до 9%. Соответственно в lizardитах увеличение FeO от 1,5 до 5% сопровождается уменьшением содержания воды почти на 1% - от 14,1 до 13,2%, оставаясь всегда несколько выше теоретического.

6. Хризотилы имеют волокнистое строение, что подтверждается электронноскопическими снимками реплик со свежих сколов. В отличие от них антигориты и lizardиты образуют пластинчатые агрегаты.

7. Рентгеноструктурное изучение подтвердило обоснованность выделения описанных выше видов серпентинов. Lizardиты оказались практически тождественными эталонным образцам lizardита (Rucklidge & Zussman, 1965). Дифрактограммы альфа-хризотиллов, с одной стороны, характеризуются присутствием ряда пиков lizardита, а с другой - отсутствием некоторых типичных для lizardита и появлением чуждых ему пиков, характерных для трех- и шестивалентных серпентинов.

8. По целому ряду признаков - происхождению, валентности, строению и особенностям химического состава альфа-хризотил сла-

дует рассматривать как самостоятельный, отличный от lizardита и других серпентинов минеральный вид. Структурно он является однородной фазой, по всей вероятности, имеющей смешаннослойное сочетание одно-, трех- и шестислойных серпентинов.

З. В. Бахтиярова
ТИИ, Тюмень

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ БАЖЕНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В промышленно асбестоносной части Баженовского массива гипербазитов хризотил-асбест встречается в гарцбургитах, дуни-тах и верлитах. В гарцбургитах наблюдаются все типы хилкования от мелкопрохила до сложных отороченных хил. В дунитах и верли-тах фиксируются только простые и сложные отороченные хилы.

В гарцбургитах от сильно серпентинизированного ядра к хиле хризотил-асбеста наблюдается последовательная смена минеральных парагенезисов. В периферической части ядер наряду с первичными минералами присутствуют антигорит, развивающийся по оливину, и куммингтонит, замещающий энстатит. Степень серпентинизации увеличивается вплоть до появления мономинеральных антигоровых серпентинитов шахматной структуры, слагающих узкие зоны на границе ядер и оторочек. Оторочки однородны по составу и представлены бастит (лизардит) - γ -хризотилловыми серпентинитами с решетчато-петельчатой структурой. Постоянно сохраняется реликтово-псевдоморфная структура гарцбургитов. В случае двух или более близких параллельных хил хризотил-асбеста порода, непосредственно вмещающая прожилки, представлена мономинеральным лизардитовым серпентинитом с характерной структурой "песочных часов".

В дунитах краевая часть ядер обладает сложной петельчатой структурой. Оливин, располагавшийся в центре каждой петли, окружен последовательно сменяющимися каймами магнетита, брусита и петельчатого α -хризотила. В состав оторочки входят те же минералы, сгруппированные в три самостоятельные зоны: изотропно -

петельчатого серпентина, бруситовую и магнетитовую. Особенности минерального состава оторочек в дунитах подчеркиваются незначительным развитием в них γ -хризотила, наблюдающегося в виде волосовидных гребенчатых хилок.

Периферические части ядер в верлитах представлены - хризотил-лиазардитовым серпентинитом петельчатой структуры, содержащим редкие реликтовые зерна оливина. Степень серпентинизации возрастает в сторону оторочки и на границе с зернами моноклинного пироксена. Особенностью внешней зоны ядра является появление большого количества пылевидного магнетита, образующего скопления в центральных частях петель и в краях шнуров α -хризотила. Замещению моноклинного пироксена серпентином (агрегатом различно ориентированных пластинок лиазардита) предшествует образование по нему тремолита и хлорита. Оторочка неоднородна по составу, разделяется на две зоны γ -хризотил-бруситовую и брусит-магнетитовую.

Зональность магнетит - брусит - серпентин повторяется дважды, один раз в краевой части ядер и направлена от ядра, второй раз в оторочке и направлена от жилы хризотил-асбеста.

Микродифракционное изучение волокна в зонах простых отороченных жил показало, что хризотил-асбест в различных по составу вмещающих породах обладает четкими индивидуальными особенностями, выражающимися в существенном изменении количественных соотношений типовых структурных разновидностей и полиморфов (табл. I).

Таким образом, характер распределения вторичных минералов и структурных разновидностей хризотил-асбеста, хорошо коррелируется с составом вмещающих гипербазитов.

Содержание структурных разновидностей хризотила
в хризотил-асбесте из различных типов
гипербазитов (в %)

	Гарцбургиты	Дуниты	Верлиты
Количество электронограмм	116	164	164
Однослойный клино-хризотил	51,9	43,8	20,8
Двухслойный клино-хризотил	12,9	20,3	11,0
Орто-хризотил и смешанно- слойный орто+клино-хризотил	11,1	19,5	18,9
Пара-хризотил и комбинации с пара-хризотилом	8,6	11,0	31,2
"П"-слойные подтипы хризотил ов	6,0	1,8	7,9
Косослойные хризотилы	9,5	3,6	10,2

ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(результаты микродифракционного исследования)

Микродифракционное изучение хризотил-асбеста выполнено на электронном микроскопе УЭМВ-100 в. Установлено, что трехчленная классификация хризотила, разработанная Уиттанером, Зусманом и Бриндли, не охватывает всех особенностей геометрии точечных электронограмм.

Исследование хризотил-асбеста Баженовского месторождения позволяет выделить четыре группы, включающие монохризотилы, п-слоистые поли типы, смешаннослоистые и косослоистые хризотилы. В группу монохризотилы объединены волокна, пакет слоев которых однороден и может быть представлен одной из трех разновидностей: орто-, клино- или парахризотилом.

В группу п-слоистых поли типов включены трубчатые частицы, картины микродифракции которых содержат на четных слоевых линиях дополнительные серии рефлексов, свидетельствующие о кратном увеличении параметра "с". Среди них удалось установить двух-слоистый клинохризотил ($c=14,6 \text{ \AA}$), трехслоистый ($c=21,9 \text{ \AA}$), четырехслоистый, а также пяти и шестислоистый клинохризотилы с параметрами "с" соответственно равными $29,2 \text{ \AA}$; $36,5 \text{ \AA}$; $43,8 \text{ \AA}$. В разряде п-слоистых ортохризотилы найдены двух, трех, четырех и девятислоистые поли типы. Не исключена возможность обнаружения подобных поли типов у парахризотила.

В группу смешаннослоистых хризотилы объединены волокна, у которых пакет слоев, образующих трубку, неоднороден по своей структуре и может соответствовать различным взаимно ориентированным монохризотилам или их п-слоистым поли типам.

Последняя четвертая группа косослоистых разновидностей охватывает частицы хризотила, у которых удлинение волокон в связи с наличием винтовых дислокаций не совпадает с осью "а" (у клино- и ортохризотила) или осью "в" (у парахризотила).

Таблица I

Содержание структурных разновидностей хризотила
в различных типах шликования в %

	1	2	3	4	5	6	7
Количество точечных электрограмм	89	127	152	492	92	350	95
Однослойный клино-хризотил	17,9	21,3	30,2	39,2	17,4	30,3	41,1
Двухслойный клино- хризотил	12,4	7,1	17,3	24,5	19,3	16,0	13,8
Орто-хризотил и сме- шаннослой- ный орто + клино-хризотил	24,8	23,5	24,9	17,0	7,5	13,1	9,5
Пара-хризотил и комбина- ции с пара-хризотил- лом	25,8	15,8	4,9	2,2	13,6	5,9	3,1
"П"-слойные политипы хризотила	17,9	25,2	16,3	11,0	6,5	12,0	5,2
Косослойные хризотилы	1,2	7,1	6,4	6,5	34,7	22,7	27,3

Нормальный хризотил-асбест: 1- мелкопрохил, 2- мелкая сетка, 3- крупная сетка, 4- простие и сложные отороченные хилы.

Ломкий хризотил-асбест: 5- мелкая сетка, 6- крупная сетка, 7- простие отороченные хилы.

В результате микродифракционного анализа установлено, что в составе нормального и ломкого волокна преобладают следующие структурные разновидности и их группы: однослойный клинохризотил; двухслойный клинохризотил; ортохризотил вместе со смешанно-слоистыми волокнами (орто+клинохризотил); п-слоистые полиטיפы; парахризотил совместно со смешаннослоистыми формами, содержащими парахризотил и, наконец, косослойные разновидности (таблица I).

В нормальном хризотил-асбесте наиболее чувствительными структурными формами, отражающими особенности условий формирования, являются однослойный клинохризотил и группа парахризотилов, количество которых закономерно изменяется от мелкопрожила, расположенного вблизи зон расщепления, к отороченным хилам, приуроченным к участкам крупных перидотитовых ядер (табл. 2).

В ломких сортах хризотил-асбеста выявленные количественные соотношения между структурными формами сохраняются, но вместе с тем резко возрастает количество косослойных разновидностей.

Наследственность характера распределения структурных разновидностей в ломком хризотил-асбесте позволяет сделать вывод о том, что этот тип волокна возник в результате преобразования нормального хризотил-асбеста под воздействием более поздних геологических процессов, следствием которых является карбонатизация и стальнование.

Таким образом, количественный микродифракционный анализ устанавливает совершенно новый способ сравнения волокна различных месторождений, углубляет качественную оценку хризотил-асбеста и дает возможность подчеркнуть особенности условий его формирования.

А.Я.Хмара
ИМР, Симферополь

ФОРМАЦИИ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТОНОСНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ

1. Среди антофиллит-асбестоносных ультрабазитов отчетливо выделяется две формации: дунит-гарцбургитовая и габбро-пироксенит-перидотитовая, параллелизуемая с габбро-пироксенит-дунит-

вой (по Д.А. Кузнецову, 1964).

2. Антофиллит-асбестоносные ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации приурочены к докембрийским гнейсово-мигматитовым комплексам в эвгеосинклинальных зонах Восточно-Уральского поднятия (мураинско-адуйский, сисертско-ильменогорский, адамовский, текельдг-таусский, кайрактинский, талдынский и др.), прихода Куусниemi в Финляндии и Северной Америки. Они характеризуются высокой магнезиальностью (MgO 35-48%), невысоким содержанием закисного (FeO 0,2-5,41%) и окисного железа (Fe_2O_3 0,20-7,60%), очень малым содержанием двуокси титана (TiO_2 0-0,1%) и окиси кальция (CaO 0-1,17%). Вследствие этого они имеют: а) высокие (больше 7) значения коэффициента Хесса M/F б) невысокие (5,1-10, редко 11 и 13%) значения общей железистости F в) не большие (меньше 0,5%) значения титан-железного ($\frac{100Ti}{Fe}$) отношения; малые (меньше 0,25%) значения титан-магниевого ($\frac{100Ti}{Mg}$) отношения и отрицательные значения уравнения гиперплоскости ($D(x)$). Это обусловлено составом породообразующих оливина, энстатита и ливардита. Так, первичные асбестоносные ультрабазиты Сисертского района, представленные энстатитовыми дунитами и гарцбургитами, состоят из оливина с содержанием 4-4,5% фаялитовой молекулы и энстатита - 3,4-3,5% ферросилитовой молекулы. Коэффициент распределения железа между ними ($K=1,2-1,3$) близок к расчетному идеальному распределению $K=1,374$ (по А. Маракушеву и Н. Беэмен, 1972), что при более магнезиальном составе энстатита указывает на кристаллизацию дунитов и гарцбургитов в условиях близких к равновесным при $T=1200-1300^\circ C$. По оливину и энстатиту образуется ливардит с $F=1,8-3,6\%$. Серпентиниты Дано-Мугодхарского и других асбестоносных районов также содержат реликты оливина и энстатита высокомагнезиального состава. Тела антофиллит-асбестоносных ультрабазитов этой формации имеют следующие особенности: а) отчетливо выраженное концентрически-зональное строение; б) залегает группами оближенных будинированных тел, прерывистыми, линейно вытянутыми полосами; в) грубошерстистым, реже гигантшерстистым сложением горных пород со столбчатыми, лучеватыми (сноповыми) и звездчатыми структурами; г) наличием в определенных условиях вторичных пород карбонатно-оливиново-пирроксенового состава; д) преимущественным развитием среди ме-

таультрабаазитов существенно антофиллитовых пород (энстатитово - антофиллитовых, тальково-карбонатно-антофиллитовых, тальково - антофиллитовых и пр.).

3. Антофиллит-асбестоносные ультрабаазиты габбро-пироксенит-перидотитовой формации развиты среди докембрийских гнейсовых толщ Западного Приазовья, Беломорья и Северной Карелии, Среднего Приднепровья (р. Мокрая Московка), Сьерра-Леоне. В геолого-структурном отношении они размещаются преимущественно в пределах древних платформенных областей, в зонах разломов, приуроченных к осевым частям синклиналичных структур или разделяющих синклинорные и антиклинорные структуры. Первичными породами были гарцбургиты и лерцолиты, реже дуниты, которые находились в ассоциации с пироксенитами и габбро. Породообразующий оливин в перидотитах содержит 10-25% фаялитовой молекулы. Эти породы менее магниезальные (MgO 28,72-37,05%), но значительно более железистые (FeO 2,49-8,47%, Fe_2O_3 3,31-8,16%) и титанистые (TiO_2 0,12-0,61%) по сравнению с антофиллит-асбестоносными ультрабаазитами дунит-гарцбургитовой формации. Они характеризуются значениями M/F меньше 7, высокими значениями $F = 14-22$, редко 11%, титан-железным отношением $\frac{100 Ti}{Fe} = 1-5,1\%$, всегда больше 1%, титан-магниевым отношением $\frac{100 Fe Ti}{Mg} = 0,3-2,2\%$, как правило больше 0,25%, и положительными значениями уравнения гиперболы $D(x)$. Особенности тел антофиллит-асбестоносных ультрабаазитов этой формации: а) отсутствует четко выраженная зональность; б) среднезернистое и мелкозернистое сложение горных пород; в) преобладание среди метаультрабаазитов существенно тремолитовых пород над антофиллитовыми.

4. Установлена закономерная приуроченность месторождений антофиллит-асбеста промышленного значения к измененным ультрабаазитам дунит-гарцбургитовой формации и их отсутствие в метаультрабаазитах габбро-пироксенит-перидотитовой формации, что указывает на чрезвычайно важную роль, при прочих условиях, высокомагнезального состава первичных ультрабаазитов для образования антофиллитовых пород и антофиллит-асбеста.

ИСТОЧНИК УГЛЕКИСЛОТЫ НА СЫСЕРТСКОМ АНТОФИЛЛИТ-АСБЕСТОВОМ
РУДНОМ ПОЛЕ ПО ИЗОТОПИИ УГЛЕРОДА

Сысертское антофиллит-асбестовое рудное поле представляет собой участок земной коры, сложенный ассоциацией интенсивно метаморфизованных и гранитизированных горных пород, гранитов и аллитов, включающий линзы мраморов и сближенные тела антофиллит-асбестоносных гипербазитов. Рудное поле сформировано за четыре этапа метаморфизма. На регрессивных стадиях метаморфизма в гипербазитах образовывался брейнерит, и до сих пор остается открытым вопрос об источнике углекислоты, необходимой для его образования. Хотя давно известно, что наибольшей карбонатизации подвергались гипербазиты, вблизи которых находятся карбонатные породы, ряд геологов полагает, что углекислота поступала в зоны метаморфизма с больших глубин, — "извне".

Нами был изучен изотопный состав углерода в карбонатах Сысертского антофиллит-асбестового рудного поля. Проанализированы образцы (21 шт.), отобранные из линз мраморов и антофиллит-асбестовых руд. Определения изотопного состава проводились масс-спектральным методом в лаборатории МГРИ. Методика работы описана в работах О. И. Кропотовой (1965; 1968). Все определения C^{12}/C^{13} относятся к Чикагскому стандарту (ПДБ), т.е. к изотопному составу углерода биогенного карбоната морского генезиса. Точность определений $\pm 0,05\%$. Как хорошо известно, морские известняки содержат углерод, наиболее обогащенный C^{13} . Данные приводятся в виде значения содержания C^{13} по отношению к стандарту — δC^{13} . Стандарт имеет отношение C^{12}/C^{13} , равное 88,99.

Выявленные соотношения изотопов C^{12}/C^{13} приведены в таблице 1, из которой следует, что в углероде брейнерита содержится тяжелого изотопа C^{13} значительно меньше, чем в мраморе, и, следовательно, увеличена доля легкого изотопа C^{12} .

Таблица 1

Образцы	$\delta C^{13}\%$	Образцы	$\delta C^{13}\%$
Мрамор 4к-4	-0,4	Брейнерит 4с-28	-1,57
Мрамор К-1	-0,7	Брейнерит И -67	-1,85
Брейнерит 4с-27	-1,57		

Выявленное "облегчение" брейнерита становится понятным, если обратиться к данным экспериментального изучения изотопного равновесия в системе с углекислотой. Экспериментом установлено, что, если система находится в температурных условиях, превышающих 105°C , то в ней происходит инверсия изотопного равновесия, с наступлением которой процесс изотопного фракционирования продолжается с выносом из системы тяжелого изотопа C^{13} (в форме CO_2 -газ) и накоплении легкого изотопа C^{12} (в форме HCO_3^- - раствор) (Малинин, Кропотова и Гриненко, 1967). По-видимому, для образования брейнерита поступала углекислота, значительно "облегченная" процессом изотопного фракционирования, при котором изотоп C^{13} выносился в газовой форме за пределы рассматриваемого рудного поля.

Поскольку, наиболее достоверной считается концепция А.В.Трофимова о первичном легком углероде Земли (Тугаринов, 1973), то вероятнее всего поступление углерода в гипербазиты Сисертского антофиллит-асбестового рудного поля из ближайших к ним карбонатных пород, обогащенных тяжелым изотопом C^{13} . В противном случае, при поступлении в рудное поле легкого углерода из глубин Земли с величиной $\delta C^{13} = -2,2\%$ (Трофимов, 1949), величина δC^{13} брейнерита должна была бы быть существенно ниже установленной нами.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ РАЙ-ИЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Массив Рай-Из относится к плутонам дунит-гарцбургитовой формации Урала. В истории формирования гипербазитов выделяются два крупных этапа, включающие несколько фаз (Кузнецов, Кашицев, 1970). Фазам соответствуют определенные разновидности дунитов, гарцбургитов и хромитовых руд.

Промышленное хромитовое оруденение приурочено к дунитам автометасоматической фазы 1 этапа, локализованным вдоль крупной субширотной тектонической зоны, длиной около 15 км, шириной 1-3 км.

Среди дунитов преобладают крупно-гигантозернистые массивные рааности с оливином совершенной спайности. Хромшпинелид в дунитах часто обособляется в цепочки, приуроченные к центральным частям жил. Мелко-среднезернистые дуниты без спайного оливина слагают периферические участки жил крупно-гигантозернистого сложения, а также образуют самостоятельные тела. В дунитах наблюдаются реликты гарцбургитов. Гарцбургиты представлены сланцеватыми разностями различной зернистости, для них характерно довольно устойчивое крутое юго-восточное падение. Серпентинизация пород незначительная, лизардитовая.

В пределах рудного поля выделяется Центральная часть, Западный и Восточный фланги. В Центральной части дуниты слагают штокообразное, секущее вмещающие гарцбургиты, тело размером около 3 км в поперечнике, с апофизами более сложной формы. Дуниты окаймляются породами сетчато-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, шириной первые сотни метров. Хромитовые проявления тяготеют к контактам штока дунитов и к его апофизам вмещающие гарцбургиты. Рудные тела имеют клиновидную, линзовидную и более сложную форму (часто трубообразную на глубину), с отношением длин по простиранию к максимальной мощности около 6. Размеры тел достигают 130 м по простиранию, при мощности до 20 м. Максимальная мощность оруденения наблюдается исключительно на

ого-западных флангах рудных тел. Сложная морфология хромитовых обособлений говорит о неспокойной тектонической обстановке во время формирования рудных тел.

На западном фланге рудного поля преобладают гарцбургиты и породы полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, крупные обособления дунитов сравнительно редки. Дунитовые тела чаще согласны с простираем директивности гарцбургитов, однако секут их по падению. Оруденение представлено жилами и сериями обильных жил, протяженностью 500-800 м, при мощности 1-18 м. По падению оруденение прослежено бурением на 300 м и окончательно не ограничено. Исключительная выдержанность рудных тел говорит о сравнительно спокойной тектонической обстановке во время и после их становления. Как в центральной части, так и на западном фланге контакты рудных тел с дунитами резкие, четкие; преобладают сплошные и густовкрапленные руды, сложенные магнетитом и хромитом.

На восточном фланге широко развиты зоны прожилкового оруденения лестничного типа.

Таким образом, хромитовое оруденение приурочено к полосе автометасоматических дунитов, образованных по гарцбургитам. Рудные тела в общем повторяют морфологию вмещающих их дунитов.

А.А.Савельев
ВКГРЭ, Воркута

ЭВОЛЮЦИЯ ХРОМИТОВ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ (Войкаро-Синьинский массив)

Хромитоносные гипербазиты Войкаро-Синьинского массива в истории своего развития обнаруживают три обособленных этапа. Каждый из них отражает основные этапы последовательного формирования региональной структуры палеозойд, вмещающей массив. Наблюдаемые условия образования и нахождения хромитов, связанных на массиве с породами первых двух этапов, дополняют представление об эволюции хромитов в гипербазитах подвижных поясов.

Ранний этап охватывает период образования в подкоровых условиях значительной массы гипербазитов с грубой вертикальной петрографической зональностью. Верхняя зона в ней представлена гарцбургитами, нижняя - дунитами. Расслоение гипербазитов сопровождается формированием синформных конфокальных структур полосчатости гарцбургитов (воронки, желоба, сигмоидные перегибы). Хромиты этой стадии на массиве не известны.

На поздней стадии этапа, в критических зонах конфокальных структур проявились участки деформаций унаследованного плана. Они выразились оформлением в кровле дунитовой зоны линейных валов и, выше ее, поясами дайкообразных апофиз и (или) ореолами сетчатой аутометасоматической дунитизации позднемагматической стадии. В результате в осевых зонах конфокальных структур произошло усложнение вертикальной зональности массива, за счет появления промежуточной подзоны пород дунит-гарцбургитовой серии.

Большинство хромитов массива локализуется на участках проявления деформаций и хильной дунитизации гарцбургитов. Хромиты располагаются в узком интервале вертикальной зональности, который охватывает прикровлеву часть валов, подзону хильной дунитизации и, частично, низы зоны гарцбургитов. Распадаясь по петрографической приуроченности на типы, хромиты образуют единую генетическую группу метасоматической природы с четкой последовательной вертикальной зональностью. Верхней части интервала оруденения, проникающего в низы гарцбургитовой зоны, отвечают высокоглиноземистые хромиты (парагенезис: оливин-клинопироксен-хромшкотит), средней - дунит-гарцбургитовой - среднехромистые (клинопироксен-оливин-алюмохромит) и нижней - дунитовой - средне- и высокохромистые (оливин-алюмохромит или хромит). Хромиты, обособленные в линзы и сложные хилы, представлены большей частью густовкрапленными и сплошными разностями с неориентированными текстурами, содержащими участки пегматоидных. В кровле валов участки пластического течения содержат убогие полосчатые руды.

В развитии региональной структуры, ранний (ордовикский) этап соответствует времени заложения рифтогенного шва вдоль границ участков с континентальными и океаническими типами разрезов коры. Заложение шва сопровождалось формированием раннегосинклинального вулканического пояса с массивными подводными из-

дияниями малокалиевых толеитовых базальтов спилит-диабазовой серии.

Средний этап образования комплекса гипербазитов выражен их будинированием на дисконформные блоки. Будинирование сопровождается формированием транзитных зон с зональным метаморфизмом. Внутри гипербазитов, в основании блоков-пластин, образуются войкаритовые сланцы и бластомилониты (парагенеэис: оливин+антигит - рит+магнетит+хлорит, адекватный фации зеленых сланцев). В краях транзитных зон встречаются участки рекристаллизованных гарцбургитов (парагенеэис оливин+энстатит+диопсид гранулитовой фации) и куммингтонитовых гарцбургитов (парагенеэис оливин+энстатит + +кумингтонит+магнетит эпидот - амфиболитовой фации). В основании гипербазитов располагается главная транзитная зона. Она представлена зональной серией лавсонитовых, глаукофановых сланцев и эпидот-цоизит-гранатовых амфиболитов с анатектическими плагιοгранитами, сциалитами гипербазитов и пород известных в нижнем палеозое. Метаморфизм здесь нарастает к гипербазитам.

Хромиты на участках метаморфизма транзитных зон претерпевают в основной массе дробление и метаморфизм с замещением на парагенеэис хромовый клинохлор - магнетит. На участках тел дунитов, вовлеченных в транзитные зоны, устанавливается рекристаллизация (изофациальная с войкаритовыми сланцами), при которой рекристаллизованные хромиты образуют низкотемпературный парагенеэис: хромовый пеннин - железистый хромит с пегматоидными текстурами.

В региональном плане этап соответствует введению гипербазитов, в составе группы глубинных пород, на хиветский уровень. Он совпадает с проявлением островодужного андезитового вулканизма, ростом рифовых построек и индивидуализацией мезо- и эвгеосинклинальных зон палеозойских. Таким образом этап протекает в период скупивания корн подвижного пояса.

Поздний этап охватывает период формирования складчатой структуры региона, вмещающей гипербазиты. Он выражается их дальнейшим дроблением и вовлечением блоков ультраосновных и других пород в меланчи шарьяей складчатого сооружения. Тела хромитов на этом этапе испытывают дальнейшее усложнение форм и перемещения их отдельных блоков.

СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГИПЕРБАЗИТОВ
КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Обобщены данные по химизму хромшпинелидов, опубликованные в отечественной и зарубежной литературе. Существенная часть анализов, в особенности по акцессорным хромшпинелидам Урала, представлена анализами автора.

Анализ статистической обработки с учетом общих геологических данных показал следующее (таб.):

1. Подтверждено влияние состава пород на химизм хромшпинелидов, выявленное Т.М.Р. Thayer (1946), Н.В.Павловым (1949) и др.: а) в ряду дунит-гарцбургит-лерцолит к концу этого ряда возрастает содержание глинозема от 4 до 11 атомов в ячейке хромшпинелида, а железистость соответственно уменьшается с 50 до 25-30 мол.%. б) в стратиформных комплексах, в соответствии с большей железистостью оливина, железистость хромшпинелидов в 1,5 раза выше по сравнению с альпинотипными ассоциациями (таб.).

2. В зависимости от типа природных ассоциаций гипербазитов все хромшпинелиды по содержанию двуокиси титана, окисного железа и соотношению двухвалентного железа с магнием (f) разделяются на следующие группы: а) низкоокисленные маложелезистые и малотитанистые хромшпинелиды альпинотипных ассоциаций и лерцолитовых включений в кимберлитах; б) железистые и высокотитанистые хромшпинелиды стратиформных комплексов, метеоритов и перидотитовых включений в бааальтах; в) промежуточная группа хромшпинелидов дунит-клинопироксенитовой ассоциации, сходная с хромшпинелидами альпинотипных ассоциаций по соотношению двухвалентного железа с магнием, с хромшпинелидами стратиформных комплексов - по содержанию окисного железа (около 3 ат/яч) и приближающаяся ко второй ассоциации по содержанию двуокиси титана. То-есть, состав хромшпинелидов, в особенности акцессорных, может служить дополнением к критерию Г.Г.Хесса по формационному расчленению ультрабазовых пород.

Таблица

Состав акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из гипербазитов
различных ассоциаций

Тип	n	Число катионов в ячейке TiO_2 мол. %									
		Cr	Al	Fe ⁺³	Fe ⁺²	Mg	вес. %	r	f _{ол}	K _D	t, °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
I.1.a.	39	<u>11,34</u>	<u>3,75</u>	<u>0,67</u>	<u>3,78</u>	<u>4,22</u>	<u>0,22</u>	<u>47</u>	<u>7,5</u>	<u>6,7</u>	<u>950</u>
		+0,26	+0,22	+0,16	+0,18	+0,18	(35)	(39)	(16)	+1,2	+100
I.1.б.	131	<u>12,27</u>	<u>3,14</u>	<u>0,69</u>	<u>2,74</u>	<u>5,26</u>	<u>0,18</u>	<u>34</u>	<u>3</u>	<u>8</u>	<u>800</u>
		+0,23	+0,23	+0,15	+0,19	+0,19	(58)	(131)	(2)	(2)	+100
I.2.a.	24	<u>7,84</u>	<u>7,39</u>	<u>0,72</u>	<u>3,32</u>	<u>4,68</u>	<u>0,25</u>	<u>42</u>	<u>8,3</u>	<u>5,0</u>	
		+0,66	+0,70	+0,20	+0,22	+0,22	(20)	(24)	(11)	+0,8	
I.2.б.	93	<u>8,24</u>	<u>6,97</u>	<u>0,79</u>	<u>2,69</u>	<u>5,31</u>	<u>0,31</u>	<u>34</u>	<u>6,2</u>	<u>7,7</u>	
		+0,24	+0,30	+0,14	+0,12	+0,12	(41)	(93)	(1)		
I.3.a.	2	3,92	11,62	0,46	1,91	6,09	-	24	-	-	-
II.1.a.	24	<u>10,00</u>	<u>2,62</u>	<u>3,24</u>	<u>4,18</u>	<u>3,82</u>	<u>0,75</u>	<u>52</u>	<u>7,9</u>	<u>7,0</u>	<u>900</u>
		+0,52	+0,36	+0,51	+0,38	+0,38	+0,22	(24)	(10)	+2,1	+100
II.1.б.	48	<u>10,03</u>	<u>3,00</u>	<u>2,97</u>	<u>3,82</u>	<u>4,18</u>	<u>0,77</u>	<u>48</u>	-	-	-
		+0,46	+0,30	+0,50	+0,50	+0,50	+0,29	(48)			

(продолжение таблицы)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
И.2.а.	8	7,8	1,40	4,52	4,80	3,20	2,78	60	-	-	-
И.3.а.	4	8,07	4,10	3,83	5,42	2,58	1,10	68	-	-	-
И.4.а.	-	-	-	-	-	-	-	65 (8)	16,7 (8)	4,0 +0,5	1250 +100
III.1.б.	37	<u>9,08</u> +0,16	<u>5,68</u> +0,12	<u>1,24</u> +0,16	<u>4,66</u> +0,12	<u>3,34</u> +0,12	<u>1,20</u> (6)	59			
III.3.б.	27	<u>9,00</u> +0,16	<u>5,54</u> +0,22	<u>1,46</u> +0,16	<u>3,24</u> +0,12	<u>4,76</u> +0,12	<u>0,68</u> (15)	40			
III.4.б.	20	<u>9,24</u> +0,16	<u>5,12</u> +0,40	<u>1,62</u> +0,20	<u>4,62</u> +0,52	<u>3,38</u> +0,52	<u>0,72</u> +0,31	58 (20)	13,5 (10)	5,0 +1,5	1200 +100
IV.1.а.	8	<u>3,66</u> +1,38	<u>10,78</u> +1,76	<u>1,55</u> +0,57	<u>1,94</u> +0,46	<u>6,06</u> +0,46	<u>1,58</u> +0,29	24 (8)	9,4 (8)	2,5 +0,5	
IV.2.а.	1	7,13	5,83	3,04	3,35	4,65	1,60	42	9,0	4,5	
IV.3.а.	10	7,11	8,37	0,52	2,89	5,11	0,24	36	7,5 (4)	3,3 +0,7	
У.	87	<u>12,75</u> +0,32	<u>2,08</u> +0,24	<u>0,80</u> +0,12	<u>6,90</u> +0,16	<u>1,10</u> +0,16	<u>1,66</u> +0,40	86 (87)	13,0 (7)	3,4;4,6 +0,5	

Пояснения к таблице: 1- дунит-гарцбургитовая (альпинотипная) ассоциация: 1.1.а - акцессорные и 1.1.б - рудообразующие хромшпинелиды из дунитов; 1.2.а - акцессорные и 1.2.б - рудообразующие хромшпинелиды из гарцбургитов; 1.3.а - акцессорные хромшпинелиды из лерцолитов. II- дунит-клинопироксенитовая (платиноносная) ассоциация: II.1.а - акцессорные и II.1.б - рудообразующие хромшпинелиды из дунитов. III- стратиформные комплексы (базальтоидная ассоциация); III.2.а, III.3.а, III.4.а - акцессорные хромшпинелиды перидотитов массива Рам, гарцбургитов Сарановского массива и дунитов Стиллутера соответственно; III.1.б, III.3.б, III.4.б - рудообразующие хромшпинелиды Бушвельда, Сарановского массива и Стиллутера. Акцессорные хромшпинелиды: 1У.1.а - лерцолитовых, 1У.2.а - гарцбургитовых включений в базальтах; 1У.3.а - лерцолитовых включений в кимберлитах; У- метеоритов (железистость оливина и коэффициенты распределения приведены для ахондритов Н- и Z-групп соответственно).

Числитель - среднеарифметическое значение содержаний главных компонентов хромшпинелида, знаменатель - удвоенная ошибка среднеарифметического при уровне значимости 0,05; в скобках - количество анализов, по которому рассчитывалось среднеарифметическое значение.

Коэффициенты: для хромшпинелидов $f = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$;

для оливина $f_{ол} = \frac{Fe^{+2}}{Fe^{+2} + Mg}$; $K_D = \frac{f}{f_{ол}}$.

3. Расчет коэффициентов распределения железа K_D между хромшпинелидом и сосуществующим оливином с последующим определением температур кристаллизации по методу E.D. Jackson (1969) показал, что:

а - температура кристаллизации оливин-хромитовых парагенезисов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенитовой ассоциаций значительно ниже, чем стратиформных комплексов, что находится в полном соответствии с концепцией фракционной кристаллизации последней;

б - для рудообразующих хромшпинелидов дунит-гарцбургитовой

ассоциации характерно увеличение K_d по сравнению с акцессориями (то-есть температура кристаллизации рудообразующих хромшпинелидов значительно ниже), что подтверждает образование их при поодне- или постмагматических процессах. В этом - одно из главных отличий пород этих ассоциаций.

Л. Д. Булкин, К. Н. Золосев
УКСЭ УТГУ, Свердловск

ДУНИТЫ АЛАПАЕВСКОГО МАССИВА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМИТОВ, С НИМИ СВЯЗАННЫЕ

Исучены дуниты Курмановского и Малокаменского месторождений вкрапленных хромитовых руд, находящиеся в средней и северной части Алапаевского массива и тяготеющие к его западному эндоконтакту.

1. По совокупности геолого-петрографических данных устанавливается, что дуниты обоих месторождений образовались при перекристаллизации гарцбургитов. Перекристаллизация сопровождалась значительным укрупнением зерен оливина, повышением его магнезиальности, выносом SiO_2 , FeO и относительно инертным поведением хрома и магния. Хром испытывал перераспределение на силикатной форме в окисную. Акцессорный хромшпинелид гарцбургитов в результате перекристаллизации приобретал более высокохромистый и менее железистый состав, испытывал некоторую концентрацию с образованием вкрапленных руд.

2. Оливин и хромшпинель характеризуются сопряженным изменением составов при переходе от безрудных дунитов к бедно-вкрапленным и далее к более богатым рудам. Изменения эти происходят в направлении увеличения магнезиальности оливина и хромистости хромшпинелида с одновременным падением железистости хромсодержащих молекул в последнем.

Наряду с общими чертами, наложенными выше, каждое мест-

дение имеет свои особенности.

1. Месторождение Малокаменское залегает в дунитах, которые являются одной из зон, развившихся в экзоконтакте габброидов в последовательности: габброид → клинопироксенит, верлит → дунит → гарцбургит. Курмановское месторождение представляет собой тектонический блок. Внутреннее строение блока характеризуется шпиро-во-полосчатым чередованием такситовых гарцбургитов и перекристаллизованных дунитов, несущих вкрапленное оруденение. В контакте перекристаллизованных дунитов с гарцбургитами наблюдается зональность: дунит энстатитовый дунит гарцбургит, местами осложненная сегрегациями крупнозернистого энстатита, концентрирующегося во второй и третьей зонах. Зональность эта проявляется в несравнимо меньших масштабах, чем на Малокаменском месторождении. Однако, как и в последнем, для нее характерно сопряженное изменение состава оливина и акцессорного хромшпинелида.

2. Железистость оливина на Курмановском месторождении является в десятки и сотни раз быстрее, чем на Малокаменском. Это обстоятельство, наряду с особенностями геологического строения месторождений, говорит о существенно инфильтрационном характере Курмановского месторождения, формировавшегося по системе субпараллельных тектонических трещин.

Малокаменское месторождение больше соответствует инфильтрационно-диффузионному типу, осложненному неравномерной пористостью горных пород и различной тектонической подготовкой отдельных участков.

3. Минеральные парагенезисы в дунитах Курманова, закономерности их изменения и состав руд аналогичны наблюдаемым в дунитах периферийных частей крупных рудных тел Кемпирсайского массива. Месторождение Малокаменское совершенно специфичное. По составу хромшпинелидов оно сближается с рудами горы Соловьевой.

б.
ци
ди
г

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПОРОДАХ САХАРИНСКОГО ИНТРУЗИВА

Сахаринский габбро-пироксенит - дунитовый массив, прорывающий вулканогенные породы силуро-девона, по данным травиметрии имеет лополитообразную форму. Длина его 18,5 км, ширина до 6,3 км; подошва массива в восточной и западной частях залегает на глубине 400-700 м, а в центральной части резко погружается, уходя на глубины более 1,7-2 км. Порода массива содержат различное количество силикатного никеля, связанного, главным образом, с оливином. Содержание NiO в дунитах составляет 0,2-0,25%, в габбро - 0,04-0,08%, в пироксенитах - 0,04%, в оливиновых пироксенитах - 0,05-0,1%. К коре выветривания аподунитовых серпентинитов приурочено Сахаринское месторождение силикатных никелевых руд.

Пробуренными Магнитогорской ГРП с целью изучения внутреннего строения массива сиваками вскрыто вкрапленное халькопирит-пирротинное оруденение типа донной залежи. Оруденение развито в пироксенитах. Линза бедных вкрапленных сульфидных руд мощностью около 15 м залегает непосредственно в восточной части массива у его подошвы и падает на запад под углом 40-45°. Размеры залежи не выяснены.

Количество сульфидов колеблется от 2 до 4% в мелкокрапленных рудах, до 15-20% в крупновкрапленных. Сульфидная вкрапленность местами образует неправильной формы вытянутые ветвящиеся сростки с неотчетливо выраженной суб-параллельной ориентировкой.

Главными рудными минералами являются пирротин (70-90% от массы сульфидов), пирит (5-30%) и халькопирит (3-10%). В небольших количествах встречается магнетит, виоларит и пентландит. Рудные минералы образуют тонкие пылевидные включения в породе образующих минералах, нитевидные просечки сульфидов в промежу-

ках, по трещинам и по спайности породообразующих минералов, а также неправильные вкрапленники и участки инъекционного пропитывания в породе. Заменений вмещающих пород на границе с сульфидами — хлоритизации, биотитизации — не наблюдалось. Первичным сульфидным минералом является пирротин; по нему развивается пирит. Виоларит встречается в виде мельчайших включений в пирротине и в пирите, пентландит образует весьма редкие включения в пирротине. Халькопирит образует включения и секущие жилочки в пирите и пирротине и нитевидные жилки и примазки по плоскостям раскола пород. По данным измерения на рентгеновском микроанализаторе, содержание никеля в пирротине составляет 0,40—0,82%, в пирите 0,32%. Общее содержание никеля в пробах не превышает 0,17—0,22%. Содержание меди колеблется от следов до 0,55%.

Хотя вскрытое скважинами оруденение является непромышленным, дальнейшие поиски могут привести к открытию более богатых сульфидных медно-никелевых руд в Сахаринском массиве.

Рекомендуется провести площадную гравиметровую съемку массива, сейсмическое профилирование и продолжить бурение струн — турбно-поисковых скважин с учетом предполагаемого рельефа подошвы массива и литологии отдельных его участков.

Д. Н. Салихов
ИГ БФАН СССР, Уфа

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ХУДОЛАЗОВСКОГО НИКЕЛЕНОСНОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Худолазовский интрузивный комплекс развит в пределах одноименной синклинали Южного Урала. Интрузивные тела представлены трещинными залежами преимущественно хондритообразной формы; мощность их 100—800 м и занимаемая площадь 0,01—0,7 км². Различаются залежи ультраосновного, основного, среднего и кислого составов. Среди интрузивных тел основного состава, пользующихся наибольшим распространением (более 80% объема комплекса), выделяются слабо дифференцированные и дифференцированные с

элементами псевдослоистости группы тел. Каждая из этих групп объединяет несколько типов, различающихся валовым химическим составом, существенными деталями петрохимических особенностей, качественным и количественным набором петрографических разновидностей пород. Интрузивные залежи ультраосновного, среднего и кислого составов имеют слабо дифференцированное внутреннее строение.

Худолазовский комплекс представлен большим набором петрографических разновидностей пород. Породы ультраосновного ряда отвечают роговообманковым перидотитам, среднего ряда — диоритам и кварцевым диоритам, кислого ряда — плагиогранитам. Среди пород основного ряда различаются роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, роговообманково-клинопироксеновые, ортопироксеновые, оливин-ортопироксеновые и оливиновые габбро и габбро-диабазы; реже развиты габбро-троктолиты, троктолит-диабазы, габбро-нориты и биститсодержащие их разновидности. Указанные породы различаются также по текстурным признакам. Наряду с массивными однородными габбро и габбро-диабазами широко развиты шпировые и неравномернозернистые неоднородные разновидности, реже присутствуют габброиды с полосатой текстурой.

По петрохимическим особенностям интрузивные залежи комплекса подразделяются на две группы. Одна из них объединяет интрузивные тела ультраосновного, основного, среднего и кислого состава слабо дифференцированного внутреннего строения. Другая — дифференцированные интрузивные залежи основного состава. Различия заключаются в повышенной роли магнезии, извести и глинозема и более низкой железности пород интрузивных залежей дифференцированного внутреннего строения.

Медно-никелевое оруденение приурочено к дифференцированным интрузивным телам основного и ультраосновного составов. Максимальные концентрации руд характерны для интрузивных тел основного состава, в пределах которых они контролируются горизонтами роговообманковых перидотитов и высокооливиновых меланократовых габбро, а также неоднородными неравномернозернистыми нередко шпировыми разновидностями оливиновых габбро-диабазов. Пространственно рудные горизонты размещаются в различных частях интрузивных тел.

ПЕТРОЛОГИЯ ВОЛЬИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Вольинский комплекс залегает в зоне Главного Уральского глубинного разлома севернее известных массивов платиноносного пояса Среднего и Северного Урала. Общая площадь изученных интрузивных пород составляет 430 км². В строении комплекса принимают участие следующие ассоциации интрузивных и метасоматических пород: дунит-верлит-клинопироксенитовая, габбро-плагиогранитовая и диорит-гранодиорит-гранитовая, формирование которых произошло в указанной последовательности.

В дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации главенствующую роль играют дуниты, которые слагают впервые выделяемую Тухлянинскую интрузию площадью около 4 км². По химическому составу, железистости оливина (7-10%), структурно-текстурным особенностям, характеру серпентинизации дуниты сопоставимы с дунитами платиноносного пояса Урала. Верлиты и клинопироксениты окаймляют интрузию дунитов или образуют самостоятельные небольшие тела среди габброидов. Установлено сопряженное увеличение железистости темноцветных минералов в ряду пород: дунит → верлит, оливиновый клинопироксенит → плагиоклазовый верлит, клинопироксенит. Породы дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации представляются автору как метасоматически переработанные продукты мантийного происхождения.

Габбро-плагиогранитовая ассоциация — это прерывная серия пород, образовавшихся в две фазы интрузивной деятельности. В первую фазу произошло внедрение габбро-норитовой магмы, со второй фазой связано формирование плагиогранитов. Помимо магматических габбро, в Вольинском комплексе широко развиты метасоматические габбро: такие, как аортитизированные габбро-нориты,

анортитовые оливиновые и амфибол-пироксеновые габбро.

По химическому составу магматические габбро-нориты слабо дифференцированы и отвечают исходной магме Скергаардской интрузии и среднему богатому глинозёмом базальту Японии. Породы имеют довольно однородное строение, трахитоидную текстуру, субофитовую структуру, лабрадоровый неравновесный (в понимании А.А.Ефимова и Л.П.Ефимовой) состав плагиоклаза. По всем указанным признакам магматические габбро-нориты отличаются от метасоматических габбро. Для последних характерны атакситовое, участками полосчатое строение, полигонально-зернистая, кумулоблостовая структура, анортитовый равновесный состав плагиоклаза. На метасоматическую природу анортитовых габбро указывает наличие нормальных метасоматических колонок между верлитами и оливиновыми габбро, между габбро-норитами и их анортитизированными разновидностями и амфибол-пироксеновыми габбро. В проявлении метасоматоза, Al - Са по химизму, можно выделить две стадии: высокотемпературную (оливин-пироксен-анортит-магнетит) и среднетемпературную (роговая обманка-анортит-магнетит). Образование пород среднетемпературной стадии по составу сосуществующих роговой обманки и плагиоклаза происходило при температуре около 600°.

Позднее указанных метасоматических преобразований габбро-нориты на значительной площади (около 100 км²) испытали процесс уралитизации. Как показали проведенные исследования, уралитизацию габброидов в районе следует рассматривать как процесс низкотемпературного метасоматоза.

В Вольинской интрузии впервые на Приполярном Урале встречены плагиограниты, в которых сохранились микропертит, участки микрографической структуры и зональные плагиоклазы. По химическому составу плагиограниты сопоставимы с трондъемитами Норвегии и плагиогранитами (трондъемитами) Тагильского прогиба.

Формирование диорит-гранодиорит-гранитовой ассоциации произошло в результате многофазного внедрения с последовательным увеличением кремнекислотности и щелочности в сторону более поздних фаз. Для гранитоидов характерны гипидiomорфнозернистая структура и резко проявленное зональное строение плагиоклаза. По химическому составу ряд пород диорит-гранодиорит-гранитовой

ассоциации смежен относительно малокалиевой и известково-щелочной серий Урала, что объясняется повышенной известковистостью плагиоклаза.

С магматической деятельностью становления пород диорит - гранодиорит-гранитовой ассоциации связаны широко проявившиеся процессы метасоматической диоритизации габброидов. Изучение разреза по р. Туяхланья показало, что при диоритизации габброидов происходит деанортитизация плагиоклаза, амфиболизация пироксенов, биотитизация, микроклинизация, окварцевание.

В. Г. Фоминих
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ОБ ЭРУПТИВНОЙ БРЕКЧИИ Г. СИНЕЙ

1. Эруптивная брекчия г. Синея (Баранчинский массив, Средний Урал) неоднократно описана в литературе. С. В. Москалева (1964) - определила цемент брекчий как дунитовый и сделала вывод об образовании дунитов платиноносного пояса Урала в результате замещения клинопироксенов.

Нами исследован состав сосуществующих клинопироксенов и оливинов одного из участков эруптивной брекчий. Результаты иммерсионных определений показали, что Ng колеблется в пределах: оливин - 1,700-1,705; клинопироксен - 1,702-1,714, что отвечает железистости: оливина - 0,13-0,18; клинопироксена - 0,10-0,25. Максимальные значения железистости как оливинов, так и пироксенов установлены в пироксенитах, вмещающих брекчию и в блоках-будинах пироксенов, вмещающих брекчию г. Синея (0,16-0,18 в оливине; 0,18-0,25 в пироксене), тогда как цемент брекчий, сложенный оливином, в различной степени серпентинизированный, с отдельными мелкими зернами пироксена, представлен маложелезистыми разновидностями (0,13-0,15 валовно; 0,10-0,15 в пироксене). В цементе брекчий отмечаются часто неправильные зерна, сложенные магнетитом с пластинчатыми вросками ильменита.

Цемент брекчий, таким образом, сложен не дунитами, а оливинитами.

Следовательно, формирование эруптивной брекчии г.Синей обусловлено дроблением пироксенитов в локальных зонах и оливинизацией их с образованием своеобразных пироксенит-верлит-оливинитовых комплексов.

Г Р А Н И Т Н

Ф. А. Летников
ИЗК СО АН СССР, Иркутск

ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

В развитии и эволюции геосинклиналей, формировавшихся в последокембрийское время, широко развиты процессы гранитоидного магматизма.

Генетически выделяются две группы гранитоидов: плагиигранитная — связанная с эволюцией габбро-плагиигранитных серий и гранитная, образование которой обусловлено плавлением докембрийского субстрата в основании геосинклинали.

Если состав плагиигранитных серий является монотонным, то у гранитных он зависит от исходного субстрата основания геосинклинали и от флюидного режима данного участка земной коры. Особое значение при этом приобретает гнейсовый купол, прогре-бенные под толщей геосинклинальных осадков.

В то время, как основание геосинклинали испытывает опускание, гнейсовый купол начинает расти в противоположном направлении, диапирруя осадочно-вулканогенные геосинклинальные отложения.

Этот процесс обусловлен реаким усилением потока гранитианрирующих компонентов и регенерацией гнейсовокупольных структур. Нередко купол играет роль срединных массивов или конседиментационных геосинклинальных поднятий.

Частичное или полное плавление куполов происходит на завершающей стадии формирования геосинклиналей, когда на базе гнейсовых куполов формируются гранитоидные "батолиты" с глубинами нижних кромок 18-20 км. Поскольку плавление протекает с приращением объема, такая магма выходит за пределы материнского купола, активно воздействуя на слабо метаморфизованные вмещающие осадочноэффузивные толщи, интродуруя их, что создает

впечатление о внедрении всей массы гранитоидов в данный участок земной коры, в то время как интрузивный процесс захватил не более 5% окружающего бывшего гнейсовый купол пространства. Дальнейшая эволюция магмы (обычно гранодиоритовой) свершается за счет ее дальнейшей гранитизации в условиях термостатирования, что приводит к появлению более кислых разновидностей, вплоть до аляски-тов и граносиенитов.

Фазовый состав и геохимическая специализация продуктов гранитизации гранодиоритовой магмы определяется флюидным режимом трансмагматических растворов.

Ю. Б. Марин, С. М. Бескин
ЛГИ, Ленинград, ИМГРЭ, Москва

ИЗОМОРФИЗМ ФОРМАЦИЙ, ВАРИАНТЫ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ И СПЕЦИФИКА ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

1. В течение тектоно-магматического цикла в разных структурно-фациальных зонах возникает в закономерной хронологической последовательности следующий обобщенный эволюционный ряд^{х)} интрузивных формаций (Бескин, Марин, 1972): 1) гипербазитовая (и базит-гипербазитовая), 2) габбро-диоритовая, 3) диорит-плагиогранитовая (формации 1 - демиссионного периода, по Т. Н. Спихарскому) 4) гранодиоритовая, 5) гранитовая, 6) аляски-товая, 7) литиевогранитовая (или фтор-литиевых гранитов), 8) щелочногранитовая, 9) щелочно-нефелинсиенитовая миаскитового типа^{хх)} (формации П-инверсионного периода). Интрузивные форма-

х) В этот ряд не включены формации, возникающие в результате активизации "рифтового" типа.

хх) Формационные типы 7 и 8 или 8 и 9, возможно, при дальнейших исследованиях будут признаны "изоморфными" (см. ниже).

ции 1 периода локализируются обычно в самой геосинклинальной зоне (преимущественно в эвгеосинклинальных трогах), тогда как формации II периода чаще размещаются в миогеосинклинальных зонах, структурах ранней консолидации, в срединных массивах и "активизированных" частях платформ.

2. Выделенный обобщенный эволюционный ряд формаций в определенных структурно-фациальных зонах может превращаться в конкретный возрастной ряд. Это может происходить за счет выпадения (при сохранении общей последовательности) отдельных членов ряда и за счет вариаций состава отдельных формаций, т.е. своего рода изоморфизма. Изоморфные формации, объединяемые в одном формационном типе, тесно связаны переходами и взаимозаменяют ("замещают") друг друга в разных структурно-фациальных зонах. Ранние формации обычно образованы сравнительно разнообразным набором пород, т.е. характеризуются заметным диапазоном дифференциации и эволюции; поздние формации образованы набором пород близкого состава, являющихся, по сути дела, предельными дифференциатами. Все это определяет значительные возможности для проявления изоморфизма в ранних формациях и незначительные в поздних. Действительно, состав ранних формаций может значительно меняться при переходе от одних структурно-фациальных зон к другим (например, габбро-диоритовая - в вулканогенных геосинклинальных прогибах, габбро-сиенитовая, габбро-монцит-сиенитовая и т.д. - в краевых частях терригенно-вулканогенных прогибов, миогеосинклинальных прогибах), тогда как поздние формации (6-9) обладают достаточно большой выдержанностью по латерали и ареал их распространения может охватывать равномерные структурно-фациальные зоны.

3. С рассмотренных позиций представляет большой интерес выделение и сравнение конкретных возрастных рядов интрузивных формаций (или только гранитоидных серий, если ограничиться рассмотрением формаций инверсионного периода), которые в силу реализации изоморфизма достаточно специфичны для таких крупных структурно-фациальных зон, как активизированные части платформ, эвгеосинклинальные прогибы, геосинклинальные поднятия, миогеосинклинальные и передовые прогибы и могут обнаруживать менее значительные отличия при более детальной структурно-тектонической

ческом подразделении намеченных выше зон. Можно отметить при переходе от мобильных эвгеосинклинальных зон к более стабильным, вплоть до активизированных участков платформ, следующие основные тенденции: все более редуцированное (вплоть до выпадения) развитие ранних формаций и все более полное и представительное по масштабу проявление все более поздних формаций; смена незавершенных рядов завершенными; увеличение щелочности (особенно калиевой) одностипных формаций и т.д.

4. От древних к более молодым циклам намечается: увеличение удельного веса и полноты проявления поздних формаций и некоторое сокращение ранних, связанное, вероятно, с постепенным наращиванием сиалического слоя земной коры и уменьшением площадей эвгеосинклинальных прогибов; увеличение количества изоморфных формаций, что, видимо, в значительной мере обусловлено усложнением строения геосинклинальных областей с соответствующим увеличением разнообразия структурно-формационных зон; уменьшение основности и увеличение щелочности особенно калиевой) гомологичных формаций, обусловленное все более возрастающей стабилизацией структур земной коры; и т.д.

5. Для самых ранних формаций (1-3) наиболее характерны собственно-магматические месторождения достаточно высококларковых элементов; для более поздних (4-5) - кварцевые месторождения этих же элементов; еще более поздних (6-9) - пегматитовые, грейзеновые, альбититовые и др. месторождения низкокларковых (редких) элементов (в т.ч. для самых поздних формаций (9) - зоны карбонатизации). Таким образом, в пределах ряда наблюдается эволюция ведущего генетического типа для каждой формации.

УРОВНИ ГЛУБИНОСТИ И МЕХАНИЗМ ГЕНЕРАЦИИ ГРАНИТНЫХ МАГМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ТИПА

В разработке генетических основ формационной систематики гранитоидов одной из наиболее сложных является проблема механизма и глубины генерации магм, родоначальных для гранитов "вулканических" ассоциаций (Штейнберг, Ферштатер, 1969). Интрузии гранитов данной группы возникают в эпохи относительной стабилизации тектонического режима, локализуются в условиях мезо- и гипабиссальной фации и ассоциируют обычно с интрузиями основных и средних пород, образуя стандартные гомодромные серии габбро-диорит - гранит (Ферштатер, 1971, 1972).

Анализ существующих экспериментальных данных по фазовым соотношениям в системах типа "кварц - полевые шпаты - цветные минералы" показывает, что гомогенные магматические расплавы гранитного состава могут существовать только в условиях верхних горизонтов коры при давлении не более 7-10 кбар. С увеличением давления в связи с расширением поля кристаллизации кварца наиболее низкотемпературные расплавы приобретают состав дацитов и андезитов. При кристаллизации магмы в этих условиях главными твердыми фазами субликвидусной области являются плагиоклазы и пироксены, фракционирование которых меняет щелочность остаточных расплавов без существенного увеличения их кремнекислотности. Вследствие отмеченных особенностей при давлении более 10 кбар (глубина более 30 км) гомогенные гранитные магмы не могут возникнуть ни в ходе кристаллизационной дифференциации основных магм, ни в результате пелингенеза. При возрастании давления до 18-20 кбар вместо плагиоклазов и пироксенов в области субликвидуса появляются шпинель, гранат, задеитовый пироксен, кварц и санидин (Грин, Ламберт, 1970; Грин, Рингвуд, 1970; Хитаров и др., 1972). Значительное различие удельных весов твердых фаз вызывает существенные изменения в ходе гравитационного фракционирования в глубинных магматических очагах. Остаточные гид -

кости, как и в вышележащей зоне, приобретает состав андезитов (андезито-базальтов). В таких жидкостях, имеющих при 20 кбар плотность порядка 2,7-2,8 г/см³, должно происходить эффективное разделение выделяющихся твердых фаз с отсадкой феррических и кальциевых минералов и накоплением кварца и калинатрового полевого шпата в апикальной части очага, где в результате образуется гетерофазная мигма, валовый состав которой при достаточно длительном процессе в эволюции очага приближается к калиевым гранитам. Снятие давления и подъем кислой мигмы к поверхности усилит фракционирование и, вместе с тем, приведет к частичному или полному плавлению очаговой генерации кристаллов кварца и калинатрового полевого шпата с преобразованием мигмы по мере подъема в гомогенную гранитную магму.

Таким образом, в земной коре намечаются три уровня глубинности с принципиально различными условиями генерации мобильных фаз кислого состава: 1) зона кислых магм - 0-30 км; 2) базальтитная зона или зона андезито-дацитовых магм - 30-60 км; 3) зона андезито-базальтовых магм и кислых мигм - более 60 км. В первой зоне гранитные магмы появляются на всех стадиях развития подвижных областей, причины и механизм их генерации разнообразны и тесно связаны с эволюцией тектонического и теплового режима: а) палингенно-анатектическое плавление сиалических пород в условиях амфиболитовой (гранитный формационный тип по Ферштатеру, 1972) и гранулитовой фации (адамеллит-гранитная серия с пониженной кремнекислотностью); б) палингенное плавление в участках плутонометаморфизма (контрастные и гибридные габбро- и диорит-гранитные серии); в) внутрикамерная дифференциация базальтоидных и андезитовых магм (непрерывные габбро- и диорит-гранитные серии); г) вторичная гомогенизация глубинных кислых мигм (адамеллит-лейкогранитные серии повышенной калиевости, эффузивы порфировой формации). Формирование в третьей зоне и подъем к поверхности больших масс кислых мигм становится возможным только на консолидационной стадии развития подвижной зоны, когда всплески тектонической активности чередуются с периодами относительно длительного покоя, создавая тем самым предпосылки для проявления процессов дифференциации, а исчезновение магматических очагов в верхних зонах коры и увеличение ее жест-

кости обеспечивают появление глубокопроникающих магмопроводящих расколов.

О. В. Парфенова, Э. В. Яковлева
МГУ, Москва

О РОЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ МНОГОФАЗНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В пределах изученной нами вулканоплутонической ассоциации выделяются близко одновозрастные интрузивные образования Топарского массива (Ц. Казахстан) и эффузивы, среди которых, наряду с лавами, широким распространением пользуются автомагматические брекчии кварцево-латитового состава. Последние являются чрезвычайно интересными породами для выяснения возможной роли кристаллизационной дифференциации в магматическом процессе, поскольку последовательность выделения минералов в них может быть установлена очень детально. Топарский массив имеет три фазы внедрения. Первая представлена габброидами, вторая — монцитито-гранодиоритами, третья — биотитовыми гранитами. Автомагматические брекчии по своему химическому составу, последовательности минералообразования, составу минералов аналогичны интрузивным породам второй фазы внедрения (Яковлева, Парфенова, 1973). Различный облик этих пород — порфировый, полукристаллический для автобрекчий и зернистый для гранитоидов — связан с неодинаковым режимом летучих компонентов на завершающих этапах становления пород. Таким образом, последовательность кристаллизации, установленная для автомагматических брекчий, справедлива и для гранитоидов. Полукристаллическое строение автобрекчий делает их несравнимо более удобными для выяснения порядка выделения минералов, особенно их ранних фаз, по сравнению с гранитоидами, где эти особенности частично стираются при последующей кристаллизации.

Температурный интервал кристаллизации автомагматических брекчий кварцево-латитового состава, установленный по геотермометру Ваддингтона-Линдсли, данным И. И. Перчука, сопоставлению с экспериментальными данными по породам близкого химизма, состав-

ляет около 250°, от температур выше 1000° до 750°. В пределах этого интервала отмечается несколько этапов кристаллизации, причем одноименные минералы разных этапов заметно отличаются по своему составу. Первыми кристаллизуются плагиоклазы основностью Al_1 85 (7% объема породы), затем совместно с плагиоклазом Al_1 54-58 выделяются биотит, орто- и клинопироксены (состав всех цветных минералов получен на микрозонде или путем химического анализа), а также магнетит. К следующей ассоциации отнесены плагиоклазы Al_1 46-48 и те же цветные минералы, что и в предыдущем этапе, но несколько иного состава. Наиболее многочисленная последняя парагенетическая группа представлена 14% Al_1 42-44, 8% биотита, 4% клинопироксена и 1% магнетита. Количества остаточных расплавов после каждого периода кристаллизации составляют соответственно 93, 86, 81 и 54%. Последняя цифра точно отвечает количеству стекловатой основной массы в автобрекчиях.

Знание количеств и состава минералов перечисленных парагенетических групп делает возможным проследить эволюцию составов остаточных расплавов в ходе кристаллизации пород. Интересно, что состав сумм вкрапленников в автомагматических брекчиях (при сравнении со средними типами по Дели) ближе всего располагается к составу кварцевых габбро и соответствует составу габброидов I фазы внедрения Топарского массива, состав остаточных расплавов на промежуточных этапах кристаллизаций — монцититогранодиоритам II фазы, а состав стекла отвечает составу биотитовых гранитов III фазы внедрения.

Изложенные факты позволяют считать, что кристаллизационная дифференциация могла играть основную роль в формировании в отдельных магматических комплексах сложных ассоциаций горных пород габбро-гранодиорит-гранитного ряда.

В пользу этой гипотезы свидетельствуют также обнаруженные в этом регионе расслоенные тела автомагматических брекчий кислого состава (В.С. Коптев-Дворников, Е.Б. Яковлева и др., 1971).

Механизм кристаллизационной дифференциации, который обычно считается приемлемым лишь в отдельных случаях, связанных с присутствием расслоенных тел основного и ультраосновного состава, может, как было показано выше, иметь место и при формировании пород кислого состава.

Г.Б.Ферштатер (1971) также считает кристаллизационную дифференциацию основным фактором, определяющим закономерности формирования гранитоидных массивов Урала.

С.А.Коренбаум, Г.А.Валуи, А.А.Стрижкова
ДВГИ, Владивосток

К ВОПРОСУ СВЯЗИ ХИМИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГРАНИТОИДОВ

1. При петрохимическом изучении гранитоидов установлено, что на фоне обратной пропорциональной зависимости между характеристиками $A = \frac{Na+K}{Al+Na+K}$ выражающей общую щелочность породы

и $H = \frac{Ca+Mg+Fe}{Al+Ca+Mg+Fe}$ — ее основности, имеет место колеба-

ния параметра A , не зависящие от основности. Эти изменения величины A при постоянном H находят отражение в минералогическом составе пород. При повышенных значениях A в породах наряду с биотитом появляется роговая обманка и пироксен; понижение этого параметра находит отражение в появлении гранатов или мусковита.

2. Глиноземистость биотита при уменьшении A увеличивается. В содержащих роговую обманку гранитоидах с высокими значениями этого параметра глиноземистость биотита ниже, чем в породах с одним биотитом. Наиболее глиноземистыми являются биотиты из пород с низкой величиной параметра A , где они могут находиться в парагенезисе с мусковитом или гранатом. Таким образом, величина химического потенциала щелочей, введенная Д.С.Коржинским и определяющая минеральный состав гранитоидов, а также, как это было показано позднее А.А.Маракушевым, и состав биотита, находит свое отражение в реальном химическом составе породы и определяется величиной петрохимического параметра A — общей щелочности породы.

3. Влияние общей щелочности на состав биотита наиболее полно проявляется в малеглубинных породах и выражается в увели-

чении его глиноземистости по мере уменьшения общей щелочности, включая область биотит-амфиболовых парагенезисов. В глубинных образованиях изменение параметра A в пределах устойчивости биотит-амфиболовой ассоциации в большей степени определяет количественные соотношения между амфиболом и биотитом, чем состав самих минералов.

4. Основность породы и ее кальциевость, выраженная как отношение $C = \frac{Ca}{Mg + Fe + Ca}$, в диапазоне составов, включающем породы с величиной C от 0,2 до 0,7, на появление роговой обманки существенного влияния не оказывают.

5. Оптимальная связь глиноземистости роговых обманок с параметром A имеет место только в некоторых малоглубинных породах. Для гранитоидов в целом зависимость глиноземистости амфиболов от щелочности не установлена. Наиболее высокой глиноземистостью отличаются роговые обманки из пегматоидных разностей пород, участков аутометасоматической переработки, а так же из кислых низкотемпературных разновидностей гранитов, независимо от общей щелочности породы, разумеется, в пределах повышенных значений A , определяющих устойчивость парагенезиса биотита с роговой обманкой.

6. Прямая корреляционная зависимость между содержанием в роговых обманках гранитоидов алюминия и щелочных металлов, объясняет ограниченное влияние на их глиноземистость активности щелочей. Учитывая геологические условия нахождения амфиболов с различной глиноземистостью и результаты термодинамического анализа равновесий с участием полевых шпатов, наиболее важным фактором, определяющим глиноземистость амфиболов в гранитоидах, по-видимому, следует считать температуру и давление воды.

7. Анализ петрохимических особенностей магматических пород показывает, что в пределах отдельных геологически относительно однородных территорий общая щелочность часто выдерживается (как повышенная, пониженная либо нормальная) независимо от их основности. Примером магматических комплексов несколько пониженной общей щелочности могут служить породы Верхне-Индигирского района, а повышенной - Южного Верхоянья. Для последнего характерны,

как известно, менее глиноземистые биотиты в ассоциации с амфиболами. Низкой щелочностью отличаются многие гранитоиды Японии, которые по этой причине являются биотитовыми, несмотря на повышенную кальциевость.

А.Н. Виноградов, Г.В. Виноградова
ГИ КФАН СССР, Апатиты

МАГНЕТИТ КАК ИНДИКАТОР КИСЛОРОДНОГО РЕЖИМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОВ

Использование содержания магнетита в гранитоидах и состава магнетита в качестве критериев фациально-формационного анализа обосновано работами уральской петрологической школы. Было установлено, что в плутонических гранитах Урала содержание магнетита колеблется в пределах 0,2-0,4%, а количество TiO_2 в нем не превышает 1%, тогда как гранитоиды вулканической группы содержат около 1-2% магнетита с 2-10% TiO_2 . Принято считать, что эти различия обусловлены главным образом неодинаковой температурой кристаллизации: 600-700° в плутонических гранитах и 750-900° в вулканических (Штейнберг и др., 1971).

Экспериментальные исследования показывают, однако, что в не меньшей мере титанистость магнетита связана с P_{O_2} : при постоянной температуре падение давления кислорода от 10^{-11} до 10^{-21} бар повышает содержание TiO_2 в магнетите от 0 до 30% (Lindsley, 1963). В то же время в буферированных по кислороду системах снижение температуры от 900 до 700° не меняет титанистости магнетита, и лишь ниже 650° содержание TiO_2 заметно уменьшается со снижением T даже при одном и том же буфере. Все это предопределяет необходимость учитывать кислородный режим при использовании данных по составу магнетита для фациального расчленения гранитоидов.

Граничные условия существования магнетита в гранитах задаются моновариантными (в координатах $P_{O_2} - T$) линиями равновесий

"магнетит-гематит" и "магнетит + кварц = фаялит". Используя эти ограничения и принимая во внимание наличие положительной корреляции между величиной P_{O_2} и количеством магнетита в породе, можно наметить возможные варианты распределения магнетита разного состава в гранитах. Плутонические граниты, кристаллизующиеся в диапазоне температур 600-700° и $P_{O_2} = 10^{-18} - 10^{-11}$ бар, должны содержать минимальное количество низкотитанистого магнетита (TiO_2 не более 3% для магнетитов из биотитовых гранитов); в сухих гранитах гранулитовой фации метаморфизма ($T=700-800^\circ$, $P_{O_2} = 10^{-9} - 10^{-15}$ бар) количество магнетита в целом должно возрастать, а примесь TiO_2 в нем может варьировать от 0 до 15%. Наиболее благоприятные условия для кристаллизации магнетита создаются в гипабиссальных гранитах - дифференциатах высокотемпературных основных магм ($T=750-900^\circ$, $P_{O_2} = 10^{-7} - 10^{-13}$ бар). По содержанию магнетита граниты этой группы превосходят все остальные формационные типы гранитоидов, а примесь TiO_2 в магнетитах из этих гранитов может достигать 20%.

В каждой генетической группе гранитов между количеством магнетита и его титанистостью должна наблюдаться обратная связь, поэтому породы с максимальным содержанием магнетита характеризуются пониженной его титанистостью. Так, граниты магнитогорского комплекса содержат 1-2% магнетита с 2-3% TiO_2 в нем, а в щелочных гранитах Кольского п-ова количество магнетита достигает 2-3%, тогда как концентрация в нем TiO_2 снижается до 0,1-0,9%. Аналогичное понижение титанистости магнетита на фоне увеличения окисленности железа в сосуществующих силикатах наблюдается и в скарнях Урала (Штейнберг, Фоминих, 1968). Таким образом, титанистость магнетита можно использовать для выделения в пределах главных формационных типов гранитов фаций с различным кислородным режимом в период кристаллизации.

СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ГРАНИТОИДНЫХ
ФОРМАЦИЙ МАЛОГО КAVKAZA И УРАЛА

Сравнительная характеристика Сомхито-Карабахской структурно-фациальной зоны Малого Кавказа и Магнитогорского мегасинклинория Урала показывает, что несмотря на нахождение указанных структур в различных тектонических областях, а также различный возраст гранитоидных формаций, принимающих участие в строении этих зон, в условиях формирования, химизме и металлогении последних устанавливается много общих черт, на основе которых можно прогнозировать новые типы месторождений для сравниваемых регионов, что имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение.

Малый Кавказ является сложнопостроенной внутренней зоной Альпийской складчатой системы, наложенной на каледонский консолидированный субстрат. Северо-восточная часть малокавказского мегантиклинория, в пределах которой выделяются несколько структурно-фациальных зон, в мезозое характеризовалась эвгеосинклинальным типом развития. В Сомхито-Карабахской зоне в раннегеосинклинальном (средняя юра - нижний мел) этапе развития устанавливается последовательно дифференцированная натровая андезит-базальт-андезит-дацит-липаритовая формация. Количественное соотношение пород в различных структурах зоны варьирует в широких пределах, но преобладают андезиты. Широко проявлен гранитоидный плутонизм. Интрузивы среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового возраста по классификации Д. А. Кузнецова (1964) относятся к плагиогранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациям. Это гипабиссальные тела площадью от 2 до 80 кв. км, внедрившиеся по глубинным разломам. Для них пегматиты не характерны, но широко развиты дайки II этапа. Интрузивы плагиогранитовой формации локализовались среди эффузивных кварцевых плагиопорфиров (кварцевых альбитофиров) в течение двух последовательных

фаза внедрения магмы, с образованием в первую фазу плагиогранитов, во вторую — лейкократовых гранитов. Интрузивы позднеюрского комплекса локализовались среди основных и средних вулканитов как в течение нескольких последовательных фаз, так и одноактным внедрении магмы. В полифазных интрузивах обычно ранние фазы представлены габброидами, а самые поздние гранитами, доля которых составляет 8 и 2% соответственно. Остальные 90% площади интрузивов составляют кварцевые диориты и гранодиориты.

Позднегеосинклиальный этап развития (поздний мел-палеоген) представлен последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой; контрастной базальт-липаритовой и слабо дифференцированной базальт-андезит-базальтовой, базальт-трахибазальтовой формациями с натровой и переходной к калинатовым сериями пород. Интрузивы в позднегеосинклиальном этапе не установлены, но широко развиты липарито-дацитовые экструзивы и вулканические постройки центрального типа. Таким образом, как эффузивный, так и интрузивный магматизм натровой специализации во времени сменяется калинатовой, либо же повышается роль калия.

Урал является областью каледонской и варисской складчатости, расчлененной на структурно-фациальные зоны с различным тектоническим режимом, магматизмом и металлогенией. В Магнитогорском прогибе в раннегеосинклиальном этапе развития выделяются (Д.С. Штейнберг, И.Д. Соболев, Г.И. Фролова, М.Б. Бородавская и др.) слабо дифференцированная натровая базальтовая и переходная от натровых к калинатовым андезит-базальтовая, а также дифференцированные натровые серии: контрастная базальт-липаритовая и последовательная базальт-андезит-дацит-липаритовая формации. Гранитоидные массивы локализуются среди основных и средних вулканитов, характеризуются наличием ранних габбровых фаз. Они выделяются в базальтовую формацию гранитоидов (Д.С. Штейнберг, И.Д. Соболев, Л.Н. Овчинников, Н.Д. Знаменский и др.) в отличие от гранитоидов Восточно-Уральского поднятия, где преобладают существенно гранитные массивы синкальско-кавказского магматизма орогенного этапа с редкометальным оруденением.

Гранитоиды сходны также по химизму. Плагиограниты М. Кавказа отличаются от плагиогранитов Тагильского прогиба (Малахова,

1966) несколько пониженным содержанием K_2O , а от плагиогранитов Южного Урала (Самаркин, Самаркина, 1973) несколько повышенным содержанием SiO_2 и Fe_2O_3 и пониженным K_2O , FeO . Лейкократовые граниты отличаются от лейкократовых плагиогранитов Юж. Урала большим содержанием Fe_2O_3 и MgO . По остальным окислам различия незначимы. Гранитоиды кварц-диорит-гранодиоритового состава на Малом Кавказе несколько обогащены Mg , CaO и меньше содержат Na_2O относительно тех же пород Урала (Ферштатер, Бородина, 1969). В гранитах отличия выражены в повышенном содержании SiO_2 , K_2O и пониженном Fe_2O_3 , FeO относительно гранитов как базальтоидной, так и гранитной формаций Урала. По остальным окислам различия незначимы.

Много общего также в металлогении сравниваемых регионов. В генетической связи с последовательно дифференцированной андезит-базальт-андезит-дацит-липаритовой серией на М. Кавказе и Урале находится серно-медноколчеданное оруденение. С мезозойскими интрузивами связано кобальтовое и контактово-метасоматическое оруденение. С гранитоидами базальтовой формации Урала связаны те же типы месторождений и золота, но отсутствуют кобальтовые проявления. В связи со сходством геологических условий формирования и химизма, заслуживает внимания вопрос установления месторождений золота в связи с мезозойскими интрузивами Малого Кавказа и кобальтовых месторождений в связи с гранитоидами базальтоидной формации Урала.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕЗОВОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ПРЕДЕЛАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

В основу классификации мезовойских гранитоидов Монголии и сопредельных территорий положено понятие геохимического типа, который объединяет в себе породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов. В пределах Монголо-Охотского пояса выделено пять геохимических типов гранитоидов: а) гранит-гранодиоритовый; б) диорит-монцонитовый; в) стандартных гранитов; г) литий-фтористых гранитов; д) агпаитовых гранитов и щелочных пород.

Распределение разнотипных, но разновозрастных магматических образований вполне закономерно. Анализ распределения основных тектонических структур и магматических пород, проведенный в рамках трех эпох: (а) раннемезовойской Т- \mathcal{U}_1 б) позднемезовойской \mathcal{U}_2 - \mathcal{K}_1 , и в) позднемеловой, включающей и ранний палеоген для территории Восточной Азии, позволил выявить единую структурно-магматическую зональность (Зоненшайн и др., 1978). Зональность обусловлена положением эвгессинклинальных зон тихоокеанского кольца и зонами поперечных разломов типа Монголо-Охотского. Характер магматизма каждой эпохи четко коррелируется с металлогенической зональностью.

Наиболее детально изучено строение нижнемезовойского ареала магматизма Монголо-Охотского пояса. В центральной части ареала (Хэнтэй-Даурское поднятие) располагаются крупные батолитообразные массивы, образующие "ядро". Они залегают, как правило, среди древних регионально метаморфизованных пород и обычно имеют с ними интрузивные взаимоотношения. Батолитообразные плутоны формировались в мезобассальных условиях и представлены породами гранит-гранодиоритового геохимического типа. На периферии

ядра располагаются крупные массивы стандартных гранитов, которм свойственны явления интенсивного экзоконтактового метаморфизма и гранитизации.

К батолитовому "ядру" примыкает зона расплющенного магматизма, преобладающую роль в которой играют гипабиссальные трехшинные интрузии гранитов стандартного и литий-фтористого геохимического типов. В экзоконтактовых зонах этих массивов проявлено оротовикование.

Периферическая зона нижнемезозойского ареала магматизма представлена породами повышенной щелочности, которые формировались в гипабиссальных и приповерхностных условиях и с коматитичными эффузивами образуют единые вулканоплутонические ассоциации.

Аналогичная зональность с развитием батолитового "ядра" в районе Становика (граниты Удской серии) установлена и для верхнемезозойского ареала магматизма.

Таким образом, зональность в пределах Монголо-Охотского пояса выражается как в вещественном составе одновозрастных магматических пород, так и в характере экзоконтактовых явлений, связанных с интрузиями.

И. А. Загрузина
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан

ВОДНЫЕ И МАЛОВОДНЫЕ ГРАНИТЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

1. В свете представлений о существовании двух типов гранитов — водных и маловодных, рассмотрены мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР — наиболее широко распространенные и интересные в металлогеническом отношении магматические образования этого региона. Установлены оба генетических типа гранитов.

2. К типу водных гранитов на Северо-Востоке СССР относятся только биотитовые и двуслюдяные граниты Яно-Колымской складчатой системы, представленные Колымским комплексом с абсолютным возрастом 120-143 млн. лет. Комплекс сложен крупными (до 7000 кв. км.) конкордантными батолитами, образующими протяженные

пояса, согласные со складчатостью, обычно однофазными. Граниты лишены эффузивных аналогов, немагнитны, состоят из плагиоклаза № 15-42, микроклина, кварца, биотита (F - 0,46%, f - 73), иногда содержат мусковит, альмандин (f - 98) и кордиерит (f - 72), среднее содержание кремнезема 73,25%, окиси натрия - 3,2, окиси калия - 4,4, извести - 1,0, окиси магния - 0,6, сумми железа в пересчете на закись - 1,9, двуокиси титана - 0,2, слабо-олово и вольфрамоносны.

3. Все остальные мезозойские граниты по среднему составу и, что особенно важно, по среднему содержанию кремнезема, приближаются к маловодным гранитам. Наиболее близки к ним поздние меловые субвулканические граниты Охотско-Чукотского пояса, входящие в состав омулчанского, сейманского, линейского комплексов с возрастом 67-106 млн. лет, тесно связанные с эффузивами в гранит-диабазитовых ассоциациях, входящие в состав габбро-гранодиорит-гранитных серий. Граниты состоят из плагиоклаза № 10-28, ортоклаза, реже микроклина, кварца, биотита (f - 55-75, F - 1%), иногда примеси мусковита, граната, всегда магнитны. Среднее содержание: кремнезема - 74,4, окиси натрия - 3,7, калия - 4,3, магния - 0,3, кальция - 0,8, условной закиси железа - 2,2, двуокиси титана - 0,2. Сопровождается оруденением олова, полиметаллов.

Позднемеловые граниты Яно-Колымской (омулчанский, каньонский комплексы - 65-106 млн. лет) и Чукотской (ичаткинский, валькумейский комплексы - 70-108 млн. лет) складчатых систем отличаются интенсивным проявлением аутометасоматических процессов, обуславливающих их высокую рудоносность: с ними связаны главное оруденение олова, вольфрама и редких металлов Северо-Востока СССР. Возможно, эти граниты - производные какого-то промежуточного типа магм между типичными водными и маловодными.

Средние составы этих гранитов: кремнезем - 74,8 и 75,8, окись натрия - 3,4 и 3,2, калия - 4,7 и 4,6, кальция - 0,8 и 0,6, магния - 0,2 и 0,4, условной закиси железа - 2,3 и 1,2, двуокиси титана - 0,1 и 0,1.

Граниты состоят из плагиоклаза № 10-40, ортоклаза, редко микроклина, кварца, биотита (f - 80 и 46-75, F - 1% и 0,8%), иногда примеси граната, мусковита, фаялита. Слабо магнитны или

совсем немагнитны.

3. Граниты, занимающие по петрологическим и петрохимическим особенностям промежуточное положение между водными и маловодными, широко развиты в Тихоокеанском обрамлении. Это граниты позднеяньюшанской фазы Южно-Китайской провинции (Гэцао и Хечи-Наньдань), мяо-чанского комплекса Сихотэ-Алиня, улунгинского комплекса Приморья, некоторые поаднемеловые граниты Аляски и пояса Фрээр. Типичные маловодные граниты присущи вулканогенным поясам Тихоокеанского обрамления; водные граниты наиболее типичны для мезозойских складчатых систем (хунгарийский комплекс Сихотэ-Алиня, граниты Пиа-Биок Северного Вьетнама, граниты Бирмано-Малайской системы).

Л. П. Свириденко
ИГ КФАН СССР, Петроаводск

ПЛАГИОГРАНИТОИДЫ ДОКЕМБРИЯ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Среди гранитоидов раннего докембриа большой объем составляют гранитоиды плагиогранитной серии или умеренно кислые гранитоиды. Они характеризуются непостоянством состава, колеблющегося от плагиогранита до кварцевого диорита. Выделяются плагиогранитоиды прогеосинклинального и протогеосинклинального периодов развития. К первому относятся формации архейских тоналитов — плагиогранитов, а также чарнокит-эндербитов. Они нередко находятся в тесной пространственной ассоциации с двупироксеновыми кристаллическими сланцами. В блоках, сохранившихся от многократных наложенных процессов метаморфизма и метасоматоза, сохраняются признаки первичномагматического генезиса плагиогранитоидов (Батиева, Бельков, 1968). Протогеосинклинальный (нижнепротерозойский) период включает плагиогранитоиды, являющиеся существенной составной частью раннегеосинклинальной габбро-плагиогранитовой формации и позднегеосинклинальной синклинчатой мигматит-гранитовой формации. Первая в докембриа поддается ограниченным распространением. В период складчатости и регионального метаморфизма породы гнейсифицируются с образованием ортогнейсов и амфиболитов. Первичная природа их устанавли-

вается в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации. Плагิโอгранитоиды образуют небольшие трещинные тела в тесной пространственной и генетической связи с габбро. Магматический генезис их под сомнение не ставится. Наиболее дискуссионным является вопрос о генезисе орогенических плагิโอгранитоидов мигматит-гранитовой формации — самых распространенных гранитоидов в докембрии. Экспериментальные исследования показывают, что для плавления главных породообразующих минералов плагิโอгранитоидов (плагноклаз, биотит, роговая обманка) даже в условиях полного водонасыщения требуется температура не ниже максимальной температуры метаморфизма (900°C). В природных условиях, где $P_{\text{H}_2\text{O}}$ всегда меньше $P_{\text{общ.}}$, она будет еще выше. Иными словами, палингенное образование гранитоидов плагิโอгранитной серии при орогеническом гранитообразовании мало вероятно. Широкое развитие плагิโอгранитоидов и вариации состава обусловлены образованием их в результате неохимической перекристаллизации метаморфизованных вулканитов липарит-дацитово-гранитовой формации, образовавшихся в раннегеосинклинальный период. Изначальный материал мигматитов, где субстратом служат отмеченные вулканиты, обычно представлен аляскитом либо гранитом нормального ряда, который образуется в результате кристаллизации анатектического расплава с частичным усвоением субстрата. Анатексис происходит либо на месте, либо на более низком уровне, в зависимости от типа метаморфизма. Расширяется метасоматическое воздействие на субстрат. Повышение отношения K/Na в процессе эволюции орогенического гранитообразования объясняется многократной мигматизацией и гранитизацией. Тренд-анализ химического состава гранитоидов Карелии показал, что плагิโอграниты протегосинклинального периода отличаются более высокими концентрациями железа, магния и кальция по сравнению с соответствующими гранитоидами протегосинклинального периода развития.

ТИПЫ БАЗАЛЬТОИДНЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ

1. Плагиограниты, тесно связанные с габбро и очень часто с плагиолипарит-базальтовой ассоциацией, есть все основания рассматривать как интрузивные дифференциаты бедной водой основной магмы, генерировавшейся в нижних частях земной коры или в верхней мантии.

2. Эти плагиограниты образуют мировую серию, в которой наблюдаются вариации двух видов. С одной стороны выделяются серии плагиогранитов, в которых количество кварца, железисто-минеральных минералов, их состав, содержание калия являются функцией содержания анортита в плагиоклазе (Западные Мугоджа-ры, Тагильский прогиб, Норвежские каледониды и др.). Среднее содержание анортита в плагиоклазе в таких сериях варьирует от 17% до 65%, в соответствии с чем выделяются наиболее распространенные олигоклазовые, затем андезиновые и наиболее редкие-лабрадоровые плагиограниты.

Количество кварца увеличивается от 30-35% до 50-55%, содержание феррических минералов растет от 5% до 12%, содержание окиси калия падает от 1,5-2,5% до 0,1%, содержание магнетита заметно увеличивается, биотит сменяется амфиболом и затем пироксенами-розибическим (гиперстеном) и моноклинным (авгитом). Прямая корреляция содержаний кварца в породе и анортита в плагиоклазе хорошо согласуется с экспериментальными данными по кварц-плагиоклазовой котектике, что подтверждает ортомагматическое происхождение серии как предельного продукта эволюции первично базальтовой магмы.

3. Наряду с плагиогранитами, отвечающими кварц-плагиоклазовой котектике, которые могут быть названы предельными, существуют разности с пониженным против котектического содержанием кварца и кремнезема. В закаленных аналогах предельных гранитоидов кварц присутствует во включениях даже при минимальном их объеме наряду с плагиоклазом и феррическими минера-

лами, что свидетельствует об одновременной кристаллизации всех минералов.

Во второй группе кварц начинает кристаллизоваться несколько позднее плагиоклаза и феррических минералов и поэтому отсутствует во вкрапленниках при достаточно малом их объеме.

При дальнейшем уменьшении количества кварца и кремнезема, которое сопровождается некоторым увеличением содержания феррических минералов, происходит еще большее отклонение состава пород от кварц-плагиоклазовой котектики в сторону котектики плагиоклаз-феррические минералы. Гранитоиды такого состава могут быть названы, в зависимости от содержания кремнезема, плагиоадамеллитами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Им соответствуют эфузивные аналоги - плагиолипарито-дациты, плагиодациты, плагиоандезиты. По мере уменьшения содержания кремнезема биотит постепенно заменяется амфиболом и частью-клинопироксом.

Таким образом, биотит заменяется амфиболом как при увеличении содержания анортита в плагиоклазе, так и при уменьшении содержания кремнезема в породах.

4. Другой вид вариаций состава плагиогранитов происходит независимо от изменений содержания анортита в плагиоклазе и обусловлен, по-видимому, различиями в глубинах формирования пород, различиями в содержании воды при генерации магмы и при ее кристаллизации. Эти вариации прослеживаются в олигоклазовых, т.е. наиболее распространенных плагиогранитах. Наиболее глубинным представителем их, по-видимому, являются трондземиты Норвегии, впервые изученные В.М. Гольдшмидтом. В них присутствует мirmekит наряду с магматическим микропегматитом в интерстициях, отсутствует магнетит. Количество кварца несколько снижено против олигоклазовых плагиогранитов Тагильского района и Западных Мугодзар. В то же время в них наблюдается структура "антирапакиви", свойственная только достаточно бедным водой равновесиям, кристаллизовавшимся при относительно высокой температуре.

Наименее глубинные олигоклазовые плагиограниты Западных Мугодзар, в которых количество магнетита, несомненно первично-

го, достигает 1%, а количество кварца и кремнезема максимально. По-видимому, плагиогранитная магма в этом случае генерировалась при минимальном содержании воды. Плагиограниты Тагильского района занимают промежуточное положение: в них нет мirmekита, есть структура антиралаквиви, магнетит составляет 0,3-0,5%, будучи в значительной мере продуктом разложения феррических минералов в ходе охлаждения пород.

5. Таким образом, среди плагиогранитов, также как и среди нормальных калинатровых гранитов, наблюдаются вариации состава и структуры, которые можно объяснить вариациями глубин формирования и содержания воды в момент генерации магмы и ее кристаллизации, что обуславливает различия в температурах, режиме воды и кислорода. В базальтоидных плагиогранитах эти вариации, однако, не выходят за рамки маловодных разностей, ассоциированных с комагматичными вулканитами. К производным богатых водой анатектических магм должны быть отнесены олигоклазовые биотитовые плагиограниты, тесно ассоциированные с нормальными глубинными водными гранитами и с альпинотипными метаморфическими комплексами. Среди базальтоидных плагиогранитов такие разности отсутствуют.

К. П. Пльенин, М. С. Рапопорт
УТГУ, Свердловск

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ УРАЛА

1. Основными тектоническими структурами, контролирующими формирование и размещение гранитоидов Урала, являются: крупные геоантиклинальные поднятия и вулканические валы геосинклинальных прогибов. Этими двумя разнородными типами поднятий обусловлены региональные закономерности размещения гранитоидных массивов и прежде всего их линейное поясовое расположение, согласное с простираем складчатого пояса, а также стадийность гранито-

образования. Гранитоиды вулканических валов формируются на поднегеосинклинальной стадии развития, а с геосинклиналами связаны гранитоиды орогенные и посторогенные (субсеквентные).

2. Установлено, что гранитоиды формируются на базитовом, переходном и сиалическом типах земной коры. По способам же образования в массивах выделяются гранитоиды палингенные, анатектичские, метасоматические, а также граниты - продукты первичной дифференциации глубинных магматических расплавов основного состава. Исходный вещественный состав земной коры и способ образования - это два основных фактора, определявших главные петрохимические и минералого-петрографические особенности гранитоидов.

3. Гранитоиды вулканических валов геосинклинальных прогибов в региональном плане структурно связаны с зонами магмоподводящих разломов глубокого заложения. В этих зонах за счет понижения давления вдоль тектонических швов растяжения возникали благоприятные условия для плавления вещества различных уровней земной коры и блоков пород разного состава.

4. В шовных зонах, тяготеющих к осевым частям прогибов, в блоках с базитовым основанием характерно развитие габбро-гранитоидных ассоциаций - продуктов дифференциации глубинных базальтоидных расплавов. Гранитоиды - маловодные, существенно натровые или субщелочные с резким преобладанием калиевого полевого шпата. Отдельные массивы гипабиссальных гранитоидов этого типа располагаются цепочками вдоль магмоподводящих разрывов и часто имеют согласную с ними удлиненную форму. В других случаях, когда гранитоидные тела слагают периферические части субвулканических интрузивных комплексов, массивам свойственно кольцевое строение (Магнитогорский, Карабулакский, Краснинский и др.).

5. На границах сиалических блоков вдоль шовных зон в прибортовых частях прогибов формируются гранитоиды нормального гранитного ряда (Ахуново-Карагайский, Кацбахский массив восточного борта Магнитогорского прогиба, Челябинский массив северного замкания Подтаво-Брединской впадины и др.). Гранитообразование происходит за счет мобилизации первичного субстрата пород кислого состава.

6. На Урале преобладают гранитоиды, связанные с геосинкли-

нальными поднятиями, имеющими сиалическое основание. Отдельные массивы закономерно приурочены к ядрам и крыльям антиклинальных структур и гнейсовых куполов. Гранитоиды данного типа по происхождению, главным образом, — палингенные и анатектические. По составу это водные (Штейнберг, Ферстатер, 1969) гранитоиды, щелочность которых постепенно эволюционирует от натровой к кали-натровой. Среди них выделены две кинематические разновидности: 1) автохтонные (как правило, конформные и конкордантные) и 2) аллохтонные (обычно дисконформные). Первые более характерны для раннеорогенных, вторые — для поздне- и посторогенных (суб-свицентных) гранитоидов. Гранитоиды данного типа слагают большинство массивов Восточно-Уральского поднятия (Джабнк-Карагайский, Мураинский, Адуиский и др.).

7. При развитии геантиклиналей на базитовом и переходном типах земной коры гранитообразование развито слабо и преимущественно в виде активизации сформированных ранее гранитоидов (полиплутонизм). Весьма характерны палингенные и метасоматические генотипы гранитоидов часто с унаследованием в их телах внутреннего строения массивов геосинклинальной стадии (Надировомостовский, Калдинский и другие массивы на Среднем Урале). Нередко им свойственна кольцевая структура.

8. Таким образом, в зависимости от характера тектонических движений и типа поднятий (геантиклинальные или доорогенные вулканические) формируются две основные ветви гранитоидов. Конкретное же их разнообразие достаточно велико и обусловлено сочетанием таких факторов, как состав и строение земной коры, способы образования гранитоидов, существование ранних гранитоидных образований и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ УРАЛА

1. Крупнейшие гранитоидные массивы геоантиклинорных зон Урала в большинстве случаев обнаруживают вполне отчетливую пространственную и генетическую связь с гнейсово-мигматитовыми комплексами. К числу таких массивов относится Мураинско-Адуйский, Верхотурско-Салдинский, Длабик-Нарагайский, Гаевский и многие другие. В то же время известны крупные гранитные массивы, несомненно принадлежащие к гранитной формации, не ассоциирующиеся непосредственно с гнейсовыми комплексами (Верх-Исетский, Челябинский, Суондукский). Если представители первой группы массивов являются автохтонными или параавтохтонными, то вторые, очевидно, следует отнести к аллохтонным.

2. Соотношение гнейсов и гранитов в различных геоантиклинорных зонах существенно различно. Так, в гнейсово-мигматитовых комплексах Центрально-Уральского поднятия (Уфалейский, Хобейнский, Харбейский) индивидуализированные гранитные массивы составляют не более 10-15% их объема, в то время, как в Восточно-Уральском поднятии это соотношение достигает 50-60 и даже 80%.

3. В пределах гнейсово-мигматитовых комплексов гранитные массивы приурочены либо к сводовым частям куполовидных структур, либо тяготеют к линейным разломам, ограничивающим эти комплексы. Кроме того, в строении некоторых комплексов — в Мураинско-Адуйском, Красногвардейском, Гаевском и ряде других устанавливается определенная асимметричность строения, которая выражается в закономерной смене пород с запада на восток от кристаллических сланцев до гранитов, увеличении общей мощности комплексов в этом же направлении и приуроченности наиболее молодых гранитных тел к восточным частям комплексов.

4. Особенности глубинного строения ряда гнейсово-мигматитовых комплексов, установленные сейсмическими методами исследований, определяют причины асимметрии их строения. Под рядом крупных гнейсово-мигматитовых комплексов (Мураинский, Красногвардейский, Буткинский) выявлено существование наклонных зон,

падающих на запад под углом $40-50^\circ$. Эти зоны прослеживаются на всю мощность земной коры и уходят в верхнюю мантию. Внутри этих зон основные субгоризонтальные границы раздела земной коры теряют свою выразительность. С этими же зонами пространственно связаны области существенного увеличения мощности гранито-гнейсового слоя. По направлению к этим зонам с запада на восток происходит увеличение мощности гнейсово-мигматитовых комплексов и закономерное изменение их состава по схеме: кристаллические сланцы - гнейсы - гранито-гнейсы - граниты. Перечисленные выше особенности строения комплексов позволяют предположить, что установленные под ними наклонные зоны представляют собой участки повышенной проницаемости, обусловившие поступление энергетического потока в верхние части земной коры. С этим явлением, очевидно, связано низелирование петрографических свойств пород и исчезновение слоистости земной коры. Постепенное отделение энергоносителей и продвижение их вертикально вверх, в более высокие горизонты земной коры и обусловило развитие процессов ультраметаморфизма и гранитизации.

5. Для автохтонных и параавтохтонных массивов устанавливается несомненная связь на глубине с гнейсовыми комплексами. Alloхтонные массивы, примером которых может служить Верх-Исетский, такой связи не обнаруживают. Особенности сейсмического строения разрезов и характер гравитационного поля указывают на отсутствие четкой нижней границы этих массивов и постепенное изменение физических свойств пород с глубиной. Первая отчетливая протяженная сейсмическая граница отождествляется здесь с поверхностью "базальтового" слоя.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

1. Ранее (Ананьева и др., 1971) в физических полях были выделены две группы гранитоидных массивов, сложенных предположительно базальтоидными и сиалическими гранитоидами, резко различающимися по своим физическим характеристикам. Вместе с тем, многие массивы, располагающиеся как в поднятии, так и в смежных прогибах, имеют промежуточные геофизические характеристики.

2. Анализ геологических (по структурно-вещественным признакам) и геофизических данных позволяет произвести более детальное расчленение гранитоидов Урала на комплексы: 1) плагиоклазовые гранитоиды рефтинского типа; 2) плагиоклазовые гранитоиды пластовского типа; 3) гранитоиды непостоянного состава нормальной и пониженной щелочности неплывско-верхисетского типа; 4) гранитоиды непостоянного состава повышенной щелочности степнинского типа; 5) плагиомикроклиновые реакпорфировидные граниты султаевско-сосновского типа; 6) плагиомикроклиновые ровные флюоритоносные граниты юго-коневско-малышевского типа.

3. Структурная позиция гранитоидных комплексов выделенных групп определяется преимущественной приуроченностью плагиоклазовых гранитоидов рефтинского типа к синклинильным и плагиомикроклиновым гранитам джабьинско-санарского типа - к антиклинильным структурам. Гранитоидные массивы остальных групп занимают, как правило, граничное положение.

4. Выделение комплексов существенно различается в физических полях.

Плагиогранитоиды рефтинского и пластовского типов приурочены к градиентным зонам, как правило, располагаясь вблизи крупных максимумов силы тяжести и не создавая четко выраженных собственных минимумов. Имея близкие характеристики в гравитационном поле, они резко различаются в магнитных полях. Гранитоидам рефтинского типа соответствуют сложные магнитные поля (от ин-

тенсивно положительных до редко отрицательных), в то время как над массивами гранитоидов пластовского типа отмечаются спокойные незначительной интенсивности магнитные поля.

В сходной гравитационной обстановке вблизи градиентных зон располагаются, как правило, и массивы гранитоидов сосновско-султаевского и степнинского типов. Однако им отвечают скальные понижения силы тяжести, совпадающие с контурами массивов и резко различающиеся для обоих типов по своей интенсивности. Гранитоидным массивам сосновско-султаевского типа отвечают довольно интенсивные минимумы силы тяжести, что обусловлено их большими (до 5 км) вертикальными размерами. В массивах степнинского типа мощность гранитоидов не превышает 2 км, в связи с чем интенсивность локальных минимумов над ними крайне незначительна. Характерно, что в магнитном поле обе группы массивов имеют близкие характеристики: им отвечают сложные положительные аномалии.

Наиболее крупные минимумы силы тяжести и спокойные отрицательные магнитные поля свойственны гранитоидам джабьинско-санарского типа, что обусловлено совокупным влиянием самих гранитов и подстилающих их в различной степени гранитизированных гнейсов. Гранитоиды вго-коневско-малышевского типа, тесно связанные с первыми, располагаются по периферии, редко внутри (Кремнекульский массив) крупных минимумов силы тяжести и в физических полях не всегда могут быть отделены от гранитов джабьинско-санарского типа.

Гранитоиды непшевско-верхисетского типа также часто располагаются внутри крупных минимумов силы тяжести (Непшевский массив), но при этом над ними не отмечается локального минимума, как над массивами гранитоидов джабьинско-санарского типа. Верхисетский массив, в отличие от Непшевского и ему подобных, характеризуется четким самостоятельным минимумом силы тяжести на фоне повышенных полей. Для гранитоидов этого типа характерны пониженные магнитные поля с четко выраженной ореольной структурой по периферии.

4. Морфология гранитоидных массивов выделенных комплексов довольно разнообразна. Преобладают горизонтально уплощенные тела с вертикальными размерами от 1,5-2 до 8-10, редко более км -

дометров. Массивы наибольших вертикальных размеров сложены гранитами джабикско-санарского типа. Ими же сложены редко встречающиеся акиолиты. Для тел гранитоидов сосновско-султаевского типа наиболее характерны штоки, для мальшевско-лого-коновского — трещинные интрузивы. Сложная морфология тел, часто с элементами кольцевого строения, присуща массивам гранитоидов степнинского типа. Гранитоиды непилевско-верхисетского комплекса слагают ограниченные по мощности (первые километры) тела, нередко зонального строения в плане (что находит свое отображение в магнитном поле) и имеющие в разрезе форму усеченного каравая.

Часть гранитоидных массивов разных комплексов на современном уровне эрозионного среза представляет собой тектонические блоки, ограниченные со всех сторон разрывами.

5. Совокупный геолого-геофизический анализ гранитоидов позволяет более уверенно классифицировать их на комплексы и определить формационную принадлежность пород, когда решение этой задачи невозможно только одними геологическими методами.

Б. К. Львов
ЛГУ, Ленинград

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП ГРАНИТОБРАЗОВАНИЯ НА УРАЛЕ И ПРИНЦИПЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

1. Из трех главных групп признаков — структурных, вещественных и временных, на основании которых производится расчленение гранитоидов на комплексы и формации, наиболее объективно устанавливаемыми, поддающимися достаточно строгой количественной оценке и, по-видимому, наиболее информативными являются вещественные признаки. При этом повышение детальности и комплексности изучения вещественного состава увеличивает число специфических, типоморфных признаков по сравнению с признаками, конвергентно повторяющимися в различных комплексах.

Структурные признаки пород, массивов и комплексов поддаются менее объективной и обычно лишь качественной оценке, что вынуждает с большой осторожностью использовать их при расчленении

гранитных комплексов. Без их учета невозможно, однако, восстание истории и условий формирования гранитоидов.

Широкие, достигающие 100 и более млн лет, вариации возраста гранитоидов некоторых из комплексов, давая определенную генетическую информацию, сильно затрудняют их расчленение на этой основе.

2. На основании перечисленных, прежде всего, вещественных критериев поаднепалеозойские гранитоиды и примыкавшие к ним щелочные породы Урала расчленяются на комплексы, объединяемые в следующие ряды: а) тоналит-плагиогранитный; б) гранодиорит-гранитный (с нормальной и повышенной щелочностью); в) гранит-лейкогранитный; г) мicasит-сиенитовый.

3. Закономерными членами ассоциаций пород большинства комплексов являются породы гранито-гнейсовых фаций, занимающие промежуточное положение между метаморфическими образованиями и магматическими гранитоидами. Их выделение и изучение позволяет установить тесную связь и последовательность процессов формирования гнейсовых куполов и интрузивных массивов.

4. Минералого-геохимическая специфика пород каждого комплекса и связанного с ними оруденения (от железного до редкого) определяется с одной стороны, составом и степенью метаморфизма субстрата, с другой, химизмом, интенсивностью и полнотой проявления процессов домагматической гранитизации.

5. Наряду с определенной возрастной последовательностью выделяемых комплексов устанавливается большое перекрытие периодов их формирования.

6. Анализ материалов по гранитоидам Урала и других регионов свидетельствует о том, что на современном уровне исследований наиболее приемлемой классификационной единицей, поддающейся достаточно точной качественной и количественной характеристике, продолжает оставаться комплекс как конкретная геологическая ассоциация близких по возрасту горных пород, обладающих определенным набором специфических для них структурно-вещественных признаков. Вместе с тем, в связи со значительным субъективизмом в выборе этих признаков и в оценке степени их значимости объем комплексов в трактовке различных авторов сильно варьирует, и они не могут непосредственно отождествляться с конкретными маг-

матическими формациями.

По этим причинам переход к более высокому, формационному уровню обобщений требует наряду с получением дополнительных сопоставимых фактических данных выработки более точного, чем имеющиеся в настоящее время, всеми или большинством исследователей разделяемого и обеспечивающего единообразное толкование определения формаций и формационного типа и критериев их выделения. Отсутствие такого определения является одной из главных причин общеизвестных трудностей, стоящих на пути формационного анализа.

М.С. Рапопорт, И.Н. Бушликов
УГТУ, ИГиГ УИЦ АН СССР
Свердловск

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

1. Восточный склон Среднего Урала - регион с широким развитием гранитоидов разного состава и возраста, различающихся по условиям формирования, минералого-петрографическим и геохимическим особенностям и сопровождающей их рудоносности.

По условиям и времени формирования гранитоиды можно подразделить на плутонические и резко подчиненные им более ранние вулканические (в широком смысле этого слова). Первые, в свою очередь, можно расчленить на комплексы:

1. Плаггиоклазовые гранитоиды (D_{1-2}); (Рефтинский, Аверинский, Осиновский и другие массивы);
2. Плаггиоклазовые граниты (C_2) (Рехинский, Западно-рефтинский и другие массивы);
3. Гранитоиды непостоянного состава нормальной и пониженной (Верхисетский, Каменский, Середовинский, Пановский, Краснопольский (?)) и повышенной щелочности (массивы гранитоидов пестрого состава Шиловско-Коневского района);

4. Плаггиомикроклиновые биотитовые и двуслюдяные граниты (Адуйский, Карасьевский и др.);
5. Плаггиомикроклиновые рововые флюоритоносные граниты (Малышевский, Юго-Коневский и др.).

Последние три группы гранитоидов — позднепалеозойского (C_3-P_1) возраста. Кроме того, выделены комплексы малых интрузивных гранитоид-порфиров двух возрастных групп (C_2 -иР), сопровождаемые золотым оруденением. В некоторых массивах наблюдается сочетание разных комплексов.

2. Минералого-петрографические, геохимические особенности и рудоносность плутонических гранитоидов определяются тремя группами факторов: а) условиями формирования; б) фациальностью и в) глубиной эрозионного среза.

Результаты сравнительного геолого-петрографического изучения Верхисетского и Адуйского массивов являют собой яркий пример влияния субстрата на состав гранитоидов и сопровождающую их рудоносность. Первый формировался по базитовому субстрату; слагающие его породы характеризуются повышенной основностью, преобладанием натрия над калием и геохимической специализацией на золото, скандий, титан, ванадий, хром, никель, медь. Граниты Адуйского массива образовались при палингенезе сиалического (гнейсового) субстрата и отличаются от верхисетских повышенной кислотностью, преобладанием калия над натрием и сопровождающим их редкометалльным оруденением.

Установлены и изучены плутонические гранитоиды разных фаций глубинности от автохтонных и параавтохтонных больших глубин до типично аллохтонных малых и средних глубин, гранитоиды-представители разных частей единой магматической колонны (корневой, стволовой и разгрузочной).

3. Гессинклинальные вулканические гранитоиды (Северо-Коневский массив и др.) — гипабиссальные и характеризуются присущими этой группе пород минералого-петрографическими и геохимическими особенностями (Ферштатер, Бородин, 1971).

4. Результаты геолого-петрологического изучения гранитоидов восточного склона Среднего Урала имеют принципиально важное значение для формационного расчленения гранитоидов обширного Уральского подвижного пояса и регионального металогени —

А. С. Емельяненко
ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВЫХ И ГАББРО-ГРАНИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ НА УРАЛЕ

Названные ассоциации имеют на Урале широкое распространение и привлекают внимание своей высокой информативностью как со стороны петрологии, так и в части проблемы тектоника - магматизм. Чрезвычайно интересными они представляются и в металлогеническом аспекте. К этим ассоциациям относятся магматические комплексы, по крайней мере, среднего-верхнего палеозоя и мезозойские. Примерами их являются: магнитогорский и иргизский вулканоплутонические сложного состава, гумбейский и верхнеуральский гранитовые, раннемезозойская базальт-андезит-липаритовая ассоциация с комплексом малых интрузий. Формационный и петрологический анализ этих образований приводит к следующим основным выводам:

1. Они характеризуются в целом тесными вполне определенными и устойчивыми парагенезисами пород: базальт-андезит - дацит-липарит - в вулканических и габбро-диорит-гранодиорит - гранит - в плутонических ассоциациях. Породы эти слагают вулканы центрального типа, вулканоплутоны, гипабиссальные и субвулканические массивы, образуют многофазные серии сложного состава, проявляя при этом строгую последовательность от основных к кислым при общем преобладании дацитов в эффузивах и гранитов в интрузивах. Последние могут слагать отдельные массивы и проявлять ряд специфических черт (лейкограниты, аляскиты, граносиениты с редкометальной специализацией). По химизму это высокощелочные калиевые (в кислой части) породы с суммой окислов натрия и калия до 8,5%. Другой важной чертой является тесная генетическая связь вулканических и плутонических серий пород.

Рассматриваемые ассоциации по совокупности формационных

признаков относятся к выделяемому нами ЛИПАРИТ-ГРАНИТОВОМУ ФОРМАЦИОННОМУ ТИПУ, представленному эффузивно-интрузивным рядом магматических формаций; габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой формацией (магнитогорский, иргизский комплекс, комплекс сложных малых интрузий раннего мезозоя), субформацией аляскистов (гумбейские и верхнеуральские граниты), андезит-дацит-липаритовой формацией (магнитогорские эффузивы, раннемезозойская базальт-липаритовая формация. Состав этих формаций несколько варьирует в разных структурно-формационных зонах, сохраняя при этом основные признаки формационного типа.

При корреляции этих комплексов с комплексами того же формационного типа из других районов, в частности, знакомых автору районов Дальнего Востока, Забайкалья и Казахстана, обнаруживается несколько большее содержание основных и средних пород в Уральских комплексах. Это, по-видимому, связано с общим фемическим профилем Урала.

К данному формационному типу, однако, не могут быть отнесены гранитоидные комплексы типа Соколовско-Сарбайского и Кулевчинского. Они представляют иной формационный тип, выделяемый нами под названием андезит-гранодиоритового и относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, о чем уже указывалось в работах Мавиной и Райхлина.

2. Важной тектоно-структурной особенностью рассматриваемых ассоциаций является их связь с сетью субмеридиональных и поперечных разломов трассируемых как вулканами так и интрузивными массивами, образующими таким образом цепочки магматических тел, секущие складчатые образования. При этом, магматизм проявлялся в континентальных или субконтинентальных условиях.

Все это указывает на отсутствие связи рассматриваемого магматизма со складчатостью и свидетельствует о приуроченности его к разломно-блоковым дислокациям негеосинклинального типа.

3. Петрологические исследования указывают на тесную генетическую связь пород разного состава в рассматриваемых ассоциациях, хотя при этом оказывается, что базальты, андезиты и габбро-наиболее ранние члены магматических серий - в данных ассоциациях имеют несомненно "базальтоидное" происхождение, в то время как граниты являются "сиалическими".

Во возрастной интервал формирования сложных магматических серий достигает 50-60 млн. лет, а является обычным в 25 млн. лет, поэтому различия в возрасте пород, иной раз значительные, не могут являться основанием для сомнения в единстве таких серий.

Происхождение данных серий пород, по нашему представлению, более логично объясняется с позиций гипотезы вертикального перемещения фронта магмообразования, нежели концепции о двух типах магм.

В. Ф. Салтыков
НИИГеоэкологии, Саратов

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В соответствии с принципами "Карты магматических формаций СССР" (1971) рассматриваемые граниты объединяются в три магматические формации, каждая из которых завершает определенный этап эволюции палеозойской эвгеосинклинали.

Изучены гранитоидные интрузии от г. Чека на севере до Домбаровского массива на юге. Результаты петрохимического и радиогеохимического исследования горных пород базируются на 320 силикатных химических анализах, около половины из которых являются оригинальными, и около 1500 определений урана и тория.

Аналитический материал обобщен в таблице. Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Каждая магматическая формация характеризуется близким набором горных пород, но определяющими формационный тип и преобладающими по площади развития являются различные гранитоиды. В нижнекаменноугольной формации ими будут граносиениты и суб-щелочные граниты, в средне-верхнедевонской - гранодиориты, адз-меллиты и в меньшей степени диориты, а в нижнедевонской серии - граносиениты и граниты.

2. Петрохимические особенности изученных гранитоидных формаций проявлены достаточно четко. Каждый ряд начинается с натровых горных пород, а заканчивается калий-натровыми.

Члены формационного ряда	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O'	K ₂ O/Na ₂ O	U	Th	Th/U
	вес %					г/т		
Габбро-граносиенит-гранитная формация С ₁								
Габбро, габбро-диориты	51,1	4,0	1,5	5,0	0,37	0,8	4,0	5,4
Диориты, кварц.диориты, гранодиориты	61,6	5,6	2,5	7,4	0,44	1,6	7,5	4,8
Кварц, сиенит, граносиениты	67,5	5,8	3,5	8,3	0,60	2,6	12,0	4,6
Граниты субщелочные	72,4	5,4	4,0	8,2	0,74	3,9	14,0	3,7
Граниты лейкократовые гранофировые	73,2	5,3	4,1	8,1	0,77	5,6	16,0	2,9
Габбро-плагиогранитная (-адамеллитовая) формация Д ₂₋₃								
Габбро, габбро-диориты	48,0	2,6	0,8	3,2	0,31	0,6	<4,0	>5,0
Диориты, кварц.диориты	58,2	4,3	1,8	5,6	0,42	1,3	5,5	4,4
Тоналиты, гранодиориты	66,5	4,5	2,7	6,4	0,60	2,2	8,5	4,0
Адамеллиты, плагиограниты	69,7	4,7	3,5	7,3	0,74	3,0	11,0	3,7
Граниты	75,5	4,2	4,2	7,1	1,00	4,5	17,0	3,8
Габбро-сиенитовая формация Д ₁ ?								
Габбро, габбро-диориты	48,2	3,2	1,1	4,0	0,34	0,7	<4,0	>5,0
Диориты, кварц.диориты	57,6	4,4	2,0	5,8	0,45	1,4	7	5,0
Гранодиориты, плагиограниты	69,0	4,1	2,7	6,0	0,66	2,2	13	6,0
Граносиениты, кварц.сиениты	64,3	3,3	3,7	5,9	1,12	4,0	19	4,8
Граниты	75,8	3,8	4,5	7,0	1,20	7-8	25-35	4,2

Однако, соотношение щелочей в породах формаций значительно меняется по мере увеличения кремнекислотности. Нижнекаменноугольная формация обладает четко выраженной повышенной щелочностью при постоянном преобладании натрия, средне-верхнедевонская серия характеризуется нормальной щелочностью, и в конечных лейкократовых гранитах концентрации калия и натрия уравниваются. Нижнедевонская формация обладает двойственными чертами - ранние члены серии характеризуются нормальным соотношением щелочей при $Na_2O > K_2O$, а в поздних оно сдвигается в сторону преобладания калия и в горных породах отмечается переисщещение глиноземом.

3. Изменение режима щелочности отражается и на минеральном составе горных пород. Если в габбро минеральные ассоциации весьма близки - плагиоклаз-авгит-(роговая обманка), то в главных членах каждой формации они существенно различны. В нижнекаменноугольной серии это ортоклаз-пертит-кислый плагиоклаз (эгириин) - щелочная роговая обманка - (биотит), в средневерхнедевонском ряду - анортоклаз-пертит - плагиоклаз - обыкновенная роговая обманка - (биотит), а в нижнедевонской формации - микроклин - плагиоклаз- роговая обманка - биотит.

4. В геохимическом аспекте различия между формациями выявляются еще резче. Гранитоиды средне-верхнедевонского возраста характеризуются минимальными концентрациями урана и тория во всех типах горных пород, в нижнекаменноугольных гранитоидах содержание редких элементов несколько возрастает. Нижнедевонская формация и в геохимическом отношении обладает двойственными чертами - ранние члены характеризуются концентрациями радиоактивных элементов, близкими к таковым в тех же типах горных пород средне-девонской формации, а в граносиенитах и гранитах отмечается резкое повышение содержания урана и особенно тория, в связи с чем Th/U - отношение в них становится выше.

5. Разнообразие горных пород и их петрохимические и геохимические особенности регулируются следующими факторами:

а) приуроченностью каждой магматической формации к определен -

ному этапу эволюции эвгеосинклинали; б) процессами гибридиама при взаимодействии кислого расплава с более основными вмещающими эффузивами, например, диоритовые породы нижнекаменноугольной формации; в) внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией, обусловившей появление субщелочных гранитов из граносиенитового расплава, гранодиоритов и плагитгранитов из тоналитового расплава и т.д.; г) кристаллизационной дифференциацией в промежуточном очаге, т.е. поступлением нового расплава в магматическую камеру.

Исходя из этих положений, изученные магматические формации можно выстроить в следующие генетические ряды:

C_1 - габбро-граносиениты;

D_{2-3} - габбро - тоналиты - адамеллиты;

D_1 - габбро - гранодиориты - граносиениты - граниты.

6. Наиболее информативными признаками при формационном расчленении гранитоидов являются кремнезем, приведенная сумма щелочей и их соотношение. Радиоактивные элементы служат хорошим индикатором как процессов дифференциации, так и состава исходного расплава.

Н. А. Скопина
МГМИ, Магнитогорск

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И РАЗВИТИЯ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ МАГНИТОГОРСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Массивы комплекса локализованы в Магнитогорской структурно-фациальной подзоне, образуя цепь интрузий вдоль глубинных субмеридиональных разломов, ограничивающих их с востока.

Наиболее типичны и изучены в связи с поисками железных руд массивы Магнитогорской группы и Богдановский массив. В последние годы, благодаря бурению многочисленных глубоких скважин, получен новый материал, позволяющий существенно расширить представления о массивах. Новые представления заключаются

в следующем:

1. Общую структуру массивов определяют сложные габбро-гранитные штоки и сопряженные с ними лакколиты гранитоидов, осложненные разрывными нарушениями. Штоки выполняют крутые зоны дробления, а лакколиты — мехпластовые отслоения. Штоки имеют крутополосчатое строение с чередованием гранитоидных и габброидных тел, а также полос гибридных пород промежуточного состава и эруптивных брекчий. Лакколиты имеют расслоенное строение, параллельное поверхности остывания, обусловленное наличием нескольких зон с закономерно изменяющейся структурой и чередованием тел гранитоидов разного состава. В штоках преобладают габброиды, а в лакколитах — гранитоиды, над первыми фиксируются повышенные и аномальные магнитные и гравитационные поля, а над вторыми они имеют пониженные значения.

2. Формирование массивов происходило в гипабиссальных условиях в результате двух главных разновозрастных интрузивных фаз: 1) габбровой и 2) гранитной, совмещенных в пространстве и разделенных во времени. Двум фазам внедрения соответствуют главные группы пород: габброиды и гранитоиды. Габброиды на современном эрозионном уровне наблюдаются в виде пластовых тел и мелких шпелекций, цементирующих обломки вмещающих пород.

Развитие каждой фазы происходило в несколько этапов, связанных с тектоническими подвижками. Предполагается, что габброиды формировались в 3-4 этапа в антидромной последовательности, начиная от субшелочных габброидов с избыточным кремнеземом и кончая недосищенными кремнеземом рудным оливинсодержащими габбро и габбро-норитом. Гранитоиды формируются также в 3-4 интрузивных этапа, в результате которых в гомодромной последовательности образуются тела кварцевых диоритов и гранодиоритов, граносиенитов и щелочных гранитов.

Формирование всей габбро-гранитной ассоциации связывается, в основном, с дифференциацией исходного андезитово-базальтового расплава в глубинной магматической камере и с постальным внедрением дифференциатов на гипабиссальный уровень и, частично, с процессами ассимиляции на месте становления интрузивных тел.

3. В различной мере при формировании массивов проявилась третья, диабазовая, послегранитная фаза, в результате которой

Н О В Ы Е Д А Н Н Ы Е
ПО ГРАНИТНОМУ МАГМАТИЗМУ КОЧКАРСКОГО РАЙОНА

Авторы с 1965 по 1973 гг. проводили геологосъемочные работы на восточном склоне Южного Урала, в Пластовском, Троицком и Чесменском районах Челябинской области, в пределах Поляновско-Кособродской подоси вулканогенных пород, принадлежащей крупной тектонической структуре, - Восточно-Уральскому прогибу (И. Д. Соболев, 1964 г.). Вулканогенные образования по возрасту относятся к нижнесилурийскому - нижнедевонскому времени и принадлежат единой, развивающейся во времени и пространстве, базальтоидной формации. Вулканиты слагают четыре самостоятельные толщи: толща эффузивов базальтового состава $S_1(?)$ и параллельная ей по времени образования толща спилитов и диабазов, кособродская толща $S_1-S_2(?)$, чабанская толща $S_2-П_1(?)$.

Среди вулканогенных отложений картируются интрузии габбрового, диоритового, плагиогранитного состава, которые по геофизическим, геолого-структурным, петрологическим и петрохимическим данным образуют три формационные группы пород.

Первая формационная группа (породы габбровой формации) - это малые интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, картируемые среди вулканогенных отложений чабанской толщи $S_2-П_1(?)$ и тесно ассоциирующие с последними. Среди вулканитов чабанской толщи наблюдаются соответствующие

им по составу эффузивные аналоги. Для пород этой группы характерны постепенные переходы от собственно интрузивных образований к вмещающим их вулканитам. В Урманском массиве диоритов и Центральном массиве плагиогранитов наблюдаются постепенные переходы от кварцевых диоритов - к диоритам и габбро, от плагиогранитов - к кварцевым диоритам. Во всех разновидностях пород отмечаются микрографические структуры. Особенно широко они развиты в диоритах и плагиогранитах. Плагиограниты, являющиеся конечными кислыми членами этого формационного ряда, содержат 74-78% кремнезема, т.е., по классификации Д.С.Штейнберга, Г.Б.Ферштатера и др. (1971 г), они являются гипабиссальными маловодными гранитами. Отношение $Na_2O:K_2O$ в них варьирует от 4:1 до 6:1. Возраст вмещающих интрузии вулканитов по данным шести анализов абсолютного возраста калий-аргоновым методом (по монофазиям биотита - четыре анализа), амфиболов (два анализа) составляет 411-422 млн. лет, т.е. является верхнесилурийским - нижнедевонским. Возраст интрузий определяется как нижнедевонский.

Вторая формационная группа (породы плагиогранитной формации). К этой группе принадлежат гранитоиды Чернореченского, Каменского, Новоукраинского и Пластовского (1 фаза) массивов. Гранитоиды активно воздействуют на вмещающие их вулканогенные породы, превращая их в зоне эндоконтакта в кристаллические сланцы. Мощность эндоконтактовых ореолов в плане варьирует от нескольких десятков метров до 2,5 км. Сами плагиограниты в эндоконтактовых зонах разгнейсованы. Гнейсовидность гранитоидов параллельна плоскостям контактов и сланцеватости вмещающих пород. Интрузии выполняют ядерные части антиклинальных, в отдельных случаях, купольных, структур. Контакты интрузий инъекционные, согласные с вмещающими их породами. Содержание кремнезема в гранитоидах составляет 68-72%, Na_2O - 3,7-5,10%, K_2O 1,2-3,0%. Плагиограниты перечисленных массивов, не обнаруживают эффузивных аналогов среди вмещающих их вулканогенных отложений. По классификации Д.С.Штейнберга, Г.Б.Ферштатера и др. (1971 г), они являются глубинными гранитами, производными водной гранитной магмы.

Абсолютный возраст пород, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, равен 360-370 млн. лет, что отвечает верхнему девону (М.А.Гаррис 1961 г).

К третьей формационной группе отнесены тела гранитов аляскитового облика и пегматитовые жилы (верхнепалеоэоиская гранитная формация), картируемые среди плагиогранитов Каменского, Чернореченского и Новоукраинского массивов. Они являются самыми молодыми образованиями в районе. Мощность тел варьирует от первых сантиметров до первых метров. Простираение их северо-западное, субширотное. В контакте с телами гранитов во вмещающих их плагиогранитах отмечается интенсивная калишпатизация. В гранитах часто наблюдаются теневые структуры плагиогранитов, подчеркиваемые скоплениями мелкочешуйчатого биотита. Обращает на себя внимание постоянный хим. состав пород: количество кремнезема в них 73,6-74,41%, Na_2O - 3,7-4,1%, K_2O 3,8-4,1%.

Абсолютный возраст пород, определенный калий-аргоновым методом по микроклину из обн. 1615 (Новоукраинский массив), составляет 281±25 млн.лет, что отвечает верхнекаменноугольному времени (М.А.Гаррис, 1961 г) и совпадает с определениями абсолютного возраста нормальных биотитовых гранитов, картируемых к западу от описанной площади (нормальных микроклиновых гранитов Главного пояса по Б.К.Львову, 1965 г).

Средние химические составы гранитоидов

Порода	Число ана- лизав	О к и с л и											п.п.п.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
Диагиограниты Центрального массива (габ- бровная форма- ция) Д ₁	8	76,21	0,16	12,55	1,74	0,87	0,056	0,39	0,89	4,58	0,94	0,022	1,09	99,50
Гранитоиды Новоукраин- ского масси- ва	8	72,05	0,22	15,36	0,45	1,13	0,02	0,41	2,22	4,77	2,50	0,04	0,71	99,88
Гранитоиды Ламенского массива	10	70,17	0,21	16,23	1,24	0,79	0,028	0,64	2,10	4,92	2,63	0,074	0,91	99,94
Гранитоиды Черноре- ченского массива	5	71,37	0,13	15,68	1,03	1,29	0,044	0,65	1,61	4,72	2,50	0,13	1,02	100,17
Аляскитовые граниты (верхнепале- озойская гранитная формация)	6	74,13	0,02	14,70	0,56	0,62	0,024	0,19	0,99	4,11	4,11	0,013	0,66	100,12

ГРАВИМАГНИТНЫЕ ПОЛЯ И ФОРМА ГАББРО-ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО КРЫЛА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В пределах восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория в поле развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований силуро-девонского и нижнекаменноугольного возраста широкое развитие получили интрузивные массивы, сложенные рядом пород, включающим габбро, диориты, сиениты, граниты и их переходные разновидности. Массивы в пределах Оренбургской области сосредоточены, главным образом, в меридиональной полосе шириной 15-20 км, уходящей далеко на север в район г. Магнитогорска и на юг в Мугоджары. Эта полоса прослеживается на расстоянии свыше 400 км, что объясняется связью интрузий с линейной зоной Ашебутакского глубинного магмовыводящего разлома, трассируемого по комплексу геолого-геофизических данных. Относительно происхождения габбро-гранитных массивов и их возраста существуют весьма разноречивые точки зрения. При решении этих вопросов важным является привлечение сведений о форме массивов и их составе. Эти сведения получены по геофизическим данным. По распределению физических полей, отражающих состав и форму массивов они разбиваются на три основные группы.

В первую группу относятся массивы, фиксируемые весьма глубокими относительными понижениями поля силы тяжести, наблюдаемыми на фоне полосы резко выраженного повышенного поля, связанного с развитием вулканитов основного состава.

В составе этих массивов явно преобладают гранитоиды (более 80%). Одни массивы, по данным количественной интерпретации имеют правильную, близкую к цилиндрической, форму (Северо-Бриентский, Дуненский, Ново-Орский) при вертикальной мощности порядка 2-3 км. Другие массивы характеризуются крайне сложным строением, образуя глубокие резкие заливы и ответвления во вмещающие породы (Иссыргулинский, Мохаровский, Ашебутакский массивы). Каждый массив имеет наиболее углубленную корневую часть, мощность гранитоидов в которой, уверенно определяемая

по количественной интерпретации аномалий силы тяжести, превышает 3-4 км.

Над второй группой массивов (Базарбайский, Бриентский, Солончатский, Мусогацкий и др.) наблюдается весьма сложное распределение гравимагнитных полей. При этом наблюдается грубо-зональное распределение аномальных полей, связанное с зональным (грубоконцентрическим) строением массивов. В центральных частях относительно пониженные гравитационные и магнитные поля отмечают области развития гранитоидов, имеющих вертикальную мощность, оцениваемую в 2 км и более.

В краевых частях массивов фиксируются относительно повышенными полями породы ряда диорит-габбро. Объем гранитоидов в массивах не менее 50%.

Третья группа массивов (Северо-Базарбайский, Карагандысайский, Безмянный) отмечается наличием над ними относительных повышений поля силы тяжести и согласующихся с ними повышений магнитных полей. С поверхности массивы представлены гранитоидными породами, которые не объясняют наблюдаемые над массивами физические поля. Это заставляет предполагать расслоение массивов по вертикали с переходом от кислых разностей с поверхности в основные на глубине при явном преобладании объема последних.

А.Т.Тельгузиев
ИГН АН Каз ССР, Алма-Ата

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ЗОНЫ МУГОДЖАР

1. Зеленокаменная зона Мугоджар (вдоль продолжение Магнитогорского мегасинклиналия Урала) представляет собой район с типичным эвгеосинклинальным характером развития. В ее геологическом строении основную роль играют силуро-среднедевонские контрастные натровые серии вулканогенных и интрузивных пород, характерных для ранних стадий развития эвгеосинклинальных областей. Среди них выделяется 5 магматических формаций: 1) наи-

более распространенная базальт-диабазовая (S); 2) развитая по обрамлению наложенных синклиналильных структур (Берчогурская, Кундадинская, Орская и др.) андезит-базальтовая (D₁); 3) комагматическая S-D₁ вулканитам габбро-плагиогранитовая (D₁₋₂); 4) проявленная в указанных наложенных мульдах липарит-базальтовая (D₂); 5) завершающие базальтоидный магматизм Зеленокаменной зоны самостоятельные малые интрузивы плагиогра-нит-порфиров-диабазов и кварцевых диоритов (D₂). Последние слагают дайковые пояса (поля) и приурочены к сквозным зонам глубокопроникающих тектонических нарушений типа расколов, а кварцевые диориты образуют единичные штокообразные и трубчатые тела в южной части района. В зоне сочленения Зеленокаменного синклинория с Восточно-Мугоджарским антиклинорием широким распространением пользуются гранитоиды раннекаменноугольной гранитовой формации.

2. По объему проявления породы габбро-плагиогранитовой формации незначительно уступают силурийским вулканитам и представлены тремя контрастными типами пород (ультрабазиты, габброиды и плагиогранитоиды), генетически связанных между собой и выделяемых в субформации. О генетическом единстве их свидетельствует пространственная локализация в одних и тех же структурах и массивах, сближенность во времени формирования, а также комагматичность с близкими по возрасту вулканогенными образованиями, фиксируемая по минерало-петрографическим и петрохимическим критериям.

Интрузивы габбро-плагиогранитовой формации образуют субмеридиональные пояса вдоль зон разломов, отделяющих зеленокаменную зону от Урал-Тау (Западный пояс) и Восточно-Мугоджарского антиклинория (Восточный пояс), а также СВ простирания - Шулдак-Мынзасарский в южной части синклинория. Наиболее крупные дифференцированные плутоны с массивами ультраосновных пород приурочены к Восточному поясу. Интрузивы формации залегают преимущественно среди вулканитов силура, меньше среди докембрийских метаморфических пород смежной части Восточно-Мугоджарского антиклинория. Формирование массивов ультраосновных пород и габброидов относится к началу нижнего девона, а плагиогранитоидов - к среднему девону.

3. Ультраосновные породы формации слагают небольшие удлиненные (размеры от 50x150 до 110-130x2100 м), изометричные (до 1300x1800 м) и неправильной формы тела среди габброидов 3 крупных плутонов Восточного пояса (Каиндинский, Мибулак-Бай - бекский и Северо-Амантауский). Ультрабазиты представлены плагиоклазовыми перидотитами (преимущественно лерцолиты, меньше верлиты с содержанием плагиоклаза до 6%), алоперидотитовыми серпентинитами и пироксенитами (преимущественно вебстериты, меньше диопсидиты и горнблендиты с содержанием плагиоклаза 3-7%).

Перидотиты и пироксениты пространственно и генетически связаны с габброидами и являются дифференциатами единого магматического расплава базальтоидного состава. Геологически достоверно устанавливается формирование ультрабазитов в раннюю фазу становления интрузивов формации.

4. Породы габбровой субформации наиболее распространены, превняя по площади плагиогранитоиды почти в четыре раза. Они образуют штоки и субмеридионально ориентированные крутопадающие трещинного типа тела площадью до 375 км² (Каиндинский плутон). Массивы габброидов сложены разнообразными фаціальными разновидностями их, представленными в основном габбро-норитами, габбро, меньше оливиновыми и кварцевыми габбро-норитами, плагиоклазовыми вебстеритами, метасоматическими кварцево-пироксенроговообманковыми, кварцево-роговообманковыми габбро, серпентинизированными и цоизитизированными оливиновыми габбро. Оливиновые габброиды прослеживаются среди габбро-норитов и габбро наиболее крупных дифференцированных плутонов (Каиндинский, Ойсилкаринский и др.) в форме шпиров площадью 0,15-32 км². Для плагиоклазовых вебстеритов также типично шпировое размещение, причем они часто имеют оторочку из пегматоидных габбро-норитов.

Метасоматические габбро и серпентинизированные, цоизитизированные оливиновые габброиды, близкие по химическому составу к алоперидотитовым серпентинитам формации, образованы соответственно по габбро-норитам, габбро и оливиновым габброидам и незначительны по объему проявления.

С габброидами связаны многочисленные дайковые образования,

среди которых нами выделены три группы (в порядке возрастной последовательности):

1) габбро-пегматиты, плагиоклазиты; 2) габбро, габбро-порфириты, оливиновые габбро, габбро-нориты, редкие оливин-плагиоклазовые пироксениты; 3) габбро-диабазы и диабазовые порфириты 3-4 генераций. Степень распространенности их возрастает от ранних к более поздним.

5. Порода плагиогранитовой субформации слагают относительно небольшие штокообразные, дайкообразные, реже пластовые тела. В Западном поясе интрузивов плагиогранитоиды проявлены в меньшем объеме, чем в Восточном, в котором расположены наиболее крупные массивы их.

Порода плагиогранитовой субформации представлены преимущественно олигоклазовыми и олигоклаз-андезиновыми амфиболовыми плагиогранитами, редко альбитовыми и альбит-олигоклазовыми разновидностями их. Распространенные в подчиненном количестве породы эндоконтактной фации представлены диоритами, кварцевыми диоритами, натровыми сиенитами, крайне известковистыми гиперстен-амфиболовыми плагиогранитами и тоналитами, габбро-диоритами. Интересные в петрологическом отношении гиперстен-амфиболовые плагиогранитоиды с план-параллельной текстурой, принимавшиеся ранее за окварцованные габбро, впервые были выделены в составе габбро-плагиогранитовой формации и описаны в 1964-69 гг. (Тельгузиев, 1964, 1968, 1969).

Плагиогранитоиды сопровождаются разнообразными по составу и возрасту дайками, к которым условно отнесены также их апофизы и инъекции в породах экзоконтакта. Среди даек выделены четыре группы (в порядке возрастной последовательности): 1) переменного состава натровые гранитоиды - апофизы и инъекции интрузивов (амфиболовые, гиперстен-амфиболовые плагиограниты и тоналиты, кварцевые и кварцево-гиперстеновые диориты); 2) диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, плагиоаплиты, пегматиты; 3) микродиориты, кварцевые микродиориты, диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты 2-3 генераций; 4) плагиогранит-порфириты 3-4 генераций. Дайки четвертой группы преобладают над ранними и нередко образуют серии сближенных тел.

6. Габброиды и плагиогранитоиды слагают единичные интрузивы в смежной части Восточно-Мугоджарского антиклинория (Акшокинский, Сарлибаль-Карасайский) и в западном борту Иргизского синеклинория (Шолак-Кайрактинский и Тенелитауский). По соотношению слагающих пород, их возрасту и составу массивы указанных районов Мугоджар аналогичны интрузивам габбро-плагиогранитовой формации Зеленокаменной зоны.

М.Б.Аринштейн, М.Н.Анненкова
ВШПО, Свердловск

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МУРЗИНСКОГО МАССИВА И СВЯЗЬ С НИМИ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦ - АМЕТИСТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

1. Мурзинский гранитный массив находится на восточном склоне Среднего Урала в пределах Восточно-Уральского поднятия в области сочленения его с Восточно-Уральским прогибом. Восточный контакт с метаморфическими породами нижнепалеозойского возраста резкий, четкий, имеет восточное падение под углом 55-70°. Западный контакт с толщей гнейсов верхнепротерозойского возраста имеет сложное инъекционное строение. Возраст гранитоидов верхнепалеозойский.

2. В строении Мурзинского массива с запада на восток наблюдается зональность, обусловленная сменой петрохимического состава гранитоидов. Западная эндоконтактовая зона сложена гибридными гранитоидами, содержащими многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Преобладают биотитовые мелко-среднезернистые гнейсовидные граниты, часто меланократового облика, а также средне-крупнозернистые пегматоидные и порфириовидные граниты, образующие шпирь и линеевидные тела среди первой разновидности. Центральная часть массива сложена нормальными гранитами среднекрупнозернистой структуры, и, наконец, восточная эндоконтактовая зона представлена пегматоидными, порфириовидными, биотитовыми и двуслюдяными гранитами лейкократового облика.

В формировании гранитоидов западной зоны, по-видимому, главную роль играли процессы гранитизации и контаминации, приведшие к образованию гибридных гранитов, а также анатексиса, давшие пегматоидные и порфиоровидные граниты. Гранитоиды центральной и восточной зон массива образовались в результате магматической дифференциации гранитной магмы.

3. В процессе гранитизации устанавливается привнес кремнезема и калия, внесо элементов группы железа, глинозем остается инертным. Высокая степень гибридности привела к образованию вкрапленности магнетита в контаминированных гранитоидах. Вкрапленность зерен магнетита размером до 3-5 см обычно приурочена к контактам шпиров пегматоидных гранитов и реликтам переработанных ксенолитов биотитовых плагиогнейсов.

4. Многочисленные, широко известные гидротермальные месторождения аметиста (Ватиха, Бук, Ганиха и др.) локализируются в пределах западной контактовой зоны Мурейнского массива. Гибридные гранитоиды, богатые кремнеземом, калием и железом, явились благоприятной в отношении их химизма средой для образования гидротерм вышеуказанными компонентами, особенно Fe^{+3} , что способствовало образованию аметистовой минерализации в кварцевых жилах.

И.Т. Самарцев, В.Ф. Бирюков, И.И. Овсянников
ЛАБОРАТОРИЯ ЦНИГРИ, ТУЛА

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ШАРТАШСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И СВЯЗАННЫХ С НИМ ДАЙКОВЫХ ТЕЛ

Шарташский массив является самостоятельным магматическим телом и на глубоких горизонтах не связан ни с Верх-Исетским, ни с Адуйскими массивами. Об этом помимо геолого-геофизических данных (Беллавин, 1963, 1970, 1971) говорит и различный возраст формирования массивов: 310 млн. лет^{х)} - Шарташского,

х) Абсолютный возраст пород Шарташского массива и связанных с ними тильных пород определен калий-аргоновым методом в ИМГРЭ С.Н. Вороновским, Н.А. Соколовой, Г.В. Мадяровой.

275 млн. лет - Верх-Исетского и 273-285 млн. лет - Адуйского (Л.Н.Овчинников, 1963).

Минеральный и химический состав пород Шарташского массива, с одной стороны, и Верх-Исетского и Адуйского - с другой, различны. В гранитах Шарташского массива отмечается пониженное количество кварца и большое количество плагиоклаза. По данным химических анализов, в них наблюдается повышенное содержание TiO_2 , MgO , Na_2O , но пониженные SiO_2 и K_2O .

Вокруг Шарташского массива известно большое количество даек. Наиболее хорошо изучены они в пределах Березовского месторождения, которое с севера примыкает к рассматриваемому массиву. На этой площади все дайки образуют слаборазвернутый и северу веер, сходящийся по мере приближения к шарташским гранитам. Сближение даек происходит и с глубиной.

Количество даек в направлении к Шарташскому массиву увеличивается от 30 - в широтном сечении на север площади, до 57 - на юге. Суммарный объем всех даек, по отношению к объему вмещающих их пород, в северной части площади равняется 1,5-2,0%, а в южной - 2,7-3,5%.

По составу и последовательности формирования дайки, расположенные вокруг Шарташского массива, подразделяются на восемь групп: 1. ранние плагиосиенит-порфиры, 2. ранние лампрофиры, 3. ранние гранит-порфиры, 4. ранние плагиогранит-порфиры, 5. поздние плагио-сиенит-порфиры, 6. поздние лампрофиры, 7. поздние гранит-порфиры, 8. поздние плагиогранит-порфиры.

Длина даек в плане достигает 12-15 км. По вертикали на площади Березовского месторождения многие из них прослежены скважинами до уровня 1000-1200 м. Учитывая общую структурно-геологическую обстановку, можно считать, что дайки уходят на значительно большую глубину, вероятно, до Шарташского массива, подстилающего месторождение. На поверхности в граниты массива рассматриваемые дайки не входят. Все известные в контурах Шарташского массива жильные породы резко отличаются от даек месторождения и могут рассматриваться как самостоятельные образования.

По данным М.Н.Чукашевой (1961), а также наших исследований, среди даек Шарташского массива в порядке последовательности их формирования могут быть выделены следующие группы: 1. ранние лампрофиры, 2. ранние гранит-порфиры, 3. поздние гранит-порфиры, 4. поздние лампрофиры, 5. мелкозернистые граниты, 6. аляскиты, 7. аплиты, 8. пегматиты.

Дайки плагиосиенит-порфиров и плагиогранит-порфиров, широко распространенные на Березовском месторождении, среди хильных пород Шарташского массива отсутствуют.

Структуры пород, слагающих дайки Шарташского массива, обычно изменяются от типичных порфировых до равнозернистых яснокристаллических. Это не свойственно для даек, окружающих Шарташский массив, представленных всегда породами порфирового облика. Помимо этого, если дайки Березовского месторождения обычно имеют выдержанную мощность (не свыше 15 м), то в дайках Шарташского массива она характеризуется большой изменчивостью и часто достигает 50-60 м. Более того, в последнем случае многие дайки в южной части массива сливаются и образуют неправильной формы тела, характеризующиеся, нередко большими размерами.

Химический состав даек, расположенных вокруг Шарташского массива, весьма сходен с породами самого массива, в том числе и хильными.

По времени формирования дайки Березовского месторождения и Шарташского массива однотипны. Абсолютный возраст их, как и самого массива, равен 310 млн. лет.

Таким образом, все имеющиеся данные позволяют считать, что в середине карбона началось формирование Шарташского гранитного массива. Когда наружные части его раскристаллизовались и затвердели, в них по трещинам проникли новые порции магматического расплава, создавшего целую гамму даек. Последний этап магматической деятельности, по-видимому, был связан с функционированием глубинных частей Шарташской интрузии, в результате чего возникли многочисленные дайки, находящиеся за пределами контура шарташских гранитов. По классификации В.С.Коптева-Дворникова (1952), эти дайки могут быть выделены как образования второго этапа. Дайками первого этапа в этом

случае будут хильные тела, пользующиеся развитием только в пределах Шарташского массива.

С.С. Матвеева, А.В. Миловский, Т.Г. Павлова
МГУ, Москва, ГИ АН СССР, Москва

О ГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТОИДОВ АДЖАЙСКОГО МАССИВА НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

1. Аджайский массив, находящийся в центральной части Восточно-Мугоджарского антиклинория, является ключевым для понимания процесса становления гранитных массивов, завершающих процесс метаморфических преобразований докембрийских толщ.

2. Массив сложен гранитами-биотитсодержащими и лейкократовыми, а также диоритами, залегающими обособленно в юго-восточной его части на простирании толщи амфибол-полевошпатовых гнейсов.

Вмещающими породами являются метаморфизованные и гранитизированные породы восточно-мугоджарской серии: амфибол-плагиоклазовые и биотитовые гнейсы, полевошпатовые кварциты и аплито-гнейсы.

3. Особенностью массива является незначительное проявление контактовых воздействий и незначительное развитие хильных пород (аплитовые и кварцевые тилы в массиве).

4. Петрохимические и геохимические данные пород Аджайского массива и вмещающих пород были обработаны на ЭВМ Минск-22 по программам кафедры геохимии МГУ 012, 08 и 021, что позволило сделать следующие выводы:

а) составы диоритов и микроклинизированных диоритов практически совпадают с составом гранитизированных амфиболитов и амфибол-плагиоклазовых гнейсов. Наиболее существенным различием между вышеуказанными группами пород является более высокое содержание калия в диоритах;

б) биотитовые граниты трудноразличимы по составу от биотитсодержащих полевошпатовых кварцитов и аплито-гнейсов, отли-

чаясь от последних, главным образом, большим содержанием калия. Отмечается уверенное отличие биотитовых гранитов и биотитовых гнейсов;

в) лейкократовые граниты практически не отличаются по составу от полевошпатовых кварцитов и аплито-гнейсов;

г) анализ корреляционных связей элементов в исследуемых породах показал, что, несмотря на сохранение химического состава пород при формировании Ачисайского массива, характер корреляционных связей резко меняется, что говорит о существенной перестройке породы (влияние плавления).

5. Ачисайский массив образовался на месте и является результатом палингеноза различных по составу толщ, преобразованных в диориты и граниты. Источником калия при формировании Ачисайских гранитоидов служили исходные аплито-гнейсы. Обнаруженные среди массива многочисленные реликты горизонтов кварцитов занимают первоначальное положение, свидетельствуя об автохтонном положении гранитоидов массива.

Е. Я. Самаркина, Г. И. Самаркин
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РОГОВЫХ ОБМАНOK ИЗ ПОРОД ГАББРО-ГРАНИТНЫХ И ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Состав амфиболов в породах габбро-гранитных и гранитных серий варьирует от тремолита до роговой обманки, приближающейся к ряду чермакит-феррочермакита. Содержание кальция в указанном ряду роговых обманок изменяется от 1,50 до 1,86 формульных единиц. При этом состав амфиболов не зависит от формационной принадлежности, а в основном определяется основностью пород и температурными условиями их кристаллизации и аутометасоматической перекристаллизации.

По общей железистости выделяется три группы амфиболов: $\phi = 53-58$, $31-42$, $20-24$ (на основании 16 полных химических анализов).

Высокожелезистые амфиболы из верхнепалеозойских контаминированных гранитов и из диоритов каледонской плагиогранитной формации близки по составу к типичным роговым обманкам гранулитовой фации. Для них характерно повышенное содержание $K=0,15-0,20$ и $Al_{iv}=1,45-1,66$ (формульных единиц). В то время как аналогичные амфиболы из пород габбро-гранитных серий соответствуют роговым обманкам амфиболитовой фации, в них уменьшается содержание $K=0,02-0,03$ и $Al_{iv}=0,80-1,13$. Повышенное содержание Al_{iv} в амфиболах первой группы связано с более высокими температурами их кристаллизации по сравнению с высокожелезистыми амфиболами габбро-гранитных серий, которые явно имеют аутометасоматическое происхождение.

По соотношению $Al_{iv}-Al_{vi}$ преобладающая часть амфиболов второй группы соответствует составу роговых обманок амфиболитовой фации и лишь в единичных случаях состав их приближается к амфиболам эпидот-амфиболитовой фации.

Роговые обманки третьей группы аналогичны составу амфиболов хлоритовой фации.

В.А.Чалухина, П.В.Покровский
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИИ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ И
ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В НИХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ РАЗЛИЧНОЙ
ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ
(на примере гранитоидов Среднего Урала)

1. Видовой состав акцессорных минералов отражает как геохимические особенности магматического расплава, так и физико-химические условия его кристаллизации.

Гранитоиды вулканических ассоциаций, производные андезит-то-базальтовой и дацитовой магмы, тоналит-гранодиоритового формационного типа характеризуются бедностью видового набора акцессорных минералов и преимущественно железо-титановым составом их: ильменит, магнетит, гранат, пирит, апатит и циркон.

3. В них отсутствуют минералы редких элементов.

Гранитоиды адамеллит-гранитной и гранитной формаций обладают разнообразной гаммой аксессуариев. В них присутствуют хе - лезо - титано-кальциевые минералы - магнетит, ильменит, пирит, гранат, сфен, апатит; редкоземельные и редкометалльные - ортит, монацит, ксенотим, циркон, торит, эвксенит, колумбит, ильменорутит, шеелит, вольфрамит, молибденит, флюорит, берилл, фена - кит и многие другие аксессуарные минералы.

Тип ассоциации аксессуарных минералов определяется физико-химическими условиями формирования гранитоидов. Граниты ада - меллит-гранитной формации характеризуются сфен-ортитовой ассо - циацией аксессуарных минералов, а граниты гранитной формации - ильменит - монацитовой.

2. Химический состав аксессуарных минералов и содержание элементов-примесей в них отражают генетическую принадлежность гранитоидов. В гранитах тоналит-гранодиоритового типа гранат характеризуется повышенным содержанием (4-10%) пироповой моле - кули; апатит - наличием хлора (0,1-0,2%), гидроксила (0,3 - 0,5%), низким содержанием фтора (2,2%), стронция (0,0п %) и редкоземельных элементов (0,20±0,06%) при существенно итри - евом составе их ($\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce} = 4-10$). В гранитах адамеллит- гранитного ряда апатит содержит 2,6-2,8% фтора, 0,п % строн - ция, сумма редкометалльных элементов составляет 0,58±0,12%, с преобладанием легких земель ($\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce} = 0,2-0,3$). С повн - шением щелочности гранитоидов возрастает содержание сумми редких земель в апатитах.

В гранитах гранитного ряда с монацит-ильменитовой ассо - циацией аксессуарных минералов апатиты характеризуются повышен - ным содержанием р.в.э. (0,9±0,27%) и преобладанием тяжелых зе - мель над легкими ($\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce} = 1,1-2,14$). Выдержанным типом - морфизмом обладает и другие минералы - ильменит, сфен, циркон, магнетит.

Аксессуарные минералы, как типоморфные ассоциации их, так и свойства отдельных минералов могут быть с успехом использованы при корреляции гранитоидов и выявлении условий формирования их.

ПОВЕДЕНИЕ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ СТАНОВЛЕНИЯ И
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОЙ
ГРУППЫ МАССИВОВ

1. Мурзинско-Адуйская гранитная интрузия в результате работ последнего десятилетия оказалась расчлененной на целый ряд (около 10) массивов, сложенных разнообразными гранитоидами, представляющими почти все из выделяемых на Урале позднепалеозойских комплексов. Одновременно была выявлена существенная роль в строении этой "интрузии" метаморфических и метасоматических пород гранитоидного состава, по отношению к которым собственно магматические граниты занимают подчиненное положение.

Указанные материалы уточняют прежние представления о процессах формирования гранитоидов района, а накопленная за тот же период количественная минералого-геохимическая информация позволяет рассмотреть поведение в этих процессах редких, в том числе, рудогенных элементов.

2. Формирование плагиогранитов Рехинского и Курманского, а также гетерогенных гранитоидов Каменского (Белоярского), Нейвошайтанского и Кривчанского массивов, начиная от метасоматического преобразования и частичного плавления исходного, в целом, довольно меланократового субстрата и кончая внедрением и кристаллизацией жильных дериватов, происходило при заметном уменьшении фемических и увеличении петрогенных литофильных компонентов, но без существенного привноса и концентрации элементов редкометальной группы. Как следствие этого, не наблюдается и сколь-нибудь значительного накопления этих элементов и появления рудной редкометальной минерализации в постмагматически измененных разновидностях пород. Исключение составляют участки и зоны, где такие изменения связаны с влиянием более поздних гранитов.

3. Последовательное увеличение содержания редких литофильных элементов наблюдается при формировании биотитовых монацитоносных гранитов собственно Адуйского и Мураинского массивов в результате метасоматической гранитизации гнейсов западной части района и последующего плавления возникающих при этом гранито-гнейсов. Такая тенденция прослеживается далее при образовании лейкократовых и двуслюдяных плагиомикроклиновых гранитов, представляющих собой фациальные разновидности краевых частей массивов и апикальных зон их апофиз. В этих гранитах уже появляются акцессорные редкометалльные минералы, такие как тантало-ниобаты, циртолит, торит, молибденит и др. Дополнительное обогащение редкими элементами (Li, Rb, Be, Nb), также находящее отражение в минеральном составе, характерно для постмагматически измененных гранитов, наиболее широко распространенных в восточной контактовой зоне Адуйского массива, но отмечаемых и в других его частях.

4. Среди магматических разновидностей гранитов района наиболее высокими кларками редких элементов и равнообразием акцессорных минералов характеризуются розовые, особенно лейкократовые граниты Соколовского (Ta, Nb, Be, Rb) и Шамейского (Th, U, Nb, Be, Mo, Sn) массивов, приуроченных к тектонической зоне, по-видимому, наиболее проницаемой для глубинных растворов и гранитных расплавов. Последним обусловлено, вероятно, как наиболее позднее окончание формирования этих гранитов, так и интенсивное развитие в них, главным образом, в Шамейском массиве, постмагматических изменений, приведших к увеличению дисперсии содержаний большинства перечисленных выше редких элементов и появлению в участках их повышенной концентрации акцессорных редкометалльных минералов (тантало-ниобатов, берилла, гбнерита, молибденита, сфалерита и др.).

5. Редкометалльная минерализация Изумрудных копей, приуроченная к единой с Шамейским массивом зоне, могла быть обуслована своим образованием в результате тех же растворов на ультраосновные и пространственно ассоциированные с ними другие, также меланократовые породы.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ
ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ УРАЛА

1. Результаты детального минералого-геохимического изучения лейкократовых гранитов Урала свидетельствуют о большом разнообразии их структурно-вещественных признаков и не согласуются с широко распространенным представлением об отнесении всех или большинства из них к одной аляскитовой субформации.

2. Лейкократовые граниты являются достаточно характерной составной частью большинства поаднепалеозойских комплексов - степнинско-неплюевского, дьяблско-санарского, султаевско-основского, шамейско-Вогоневского, пользуясь в некоторых из них подчиненным, в других - преимущественным, но ни в одном - исключительным распространением.

При этом в каждом из комплексов среди них можно различать магматические и метасоматические (образовавшиеся в результате постмагматических изменений) разновидности.

3. В степнинско-неплюевском и дьяблско-санарском комплексах лейкократовые граниты представляют собой либо фациальные разновидности, приуроченные к апикальным и краевым частям массивов, либо слагают в последних небольшие седущие тела и дайки, относящиеся к поздним фазам их становления. В обоих случаях они унаследуют минералого-геохимические особенности главных фациальных групп пород комплекса, которому они принадлежат. Так, лейкократовые граниты степнинско-неплюевского комплекса характеризуются магнетит-апатит - сфен - цирконовой ассоциацией аксессуарных минералов и умеренным, либо пониженным содержанием большинства редких литофильных элементов. В близких им по петрографическому составу лейкократовых гранитах дьяблско-санарского комплекса типоморфными минералами наряду с магнетитом, апатитом и цирконом являются ильменит, ксенотим, гранат, а содержание таких элементов как

Zr, Rb, Cs, Sn, Nb, несколько превышает кларковые значения. Обогащение этих разновидностей перечисленными элементами по сравнению с более ранними гранитами каждого из рассмотренных комплексов выражено не всегда достаточно отчетливо, а иногда наблюдается и обратная тенденция.

4. Лейкократовые граниты султаевско-сосновского и шамейско-югоконевского комплексов выделяются повышенными в 2-4 раза по отношению к кларкам содержаниями редких элементов и видовым разнообразием анцессориев, среди которых существенное значение приобретают такие минералы, как торит, ортит, бастнезит, рабдофанит, уранинит, танталониобаты, флюорит. При этом для первых из них более характерна геохимическая специализация в отношении TR, Nb, Sn, а для вторых - Sn, Rb, Mo,

5. В метасоматических разновидностях лейкократовых гранитов наблюдается повышение концентраций и увеличение дисперсий содержания редкометалльных элементов и минералов, проявляющееся, однако, в разных комплексах с различной интенсивностью. Эта черта, присущая, как известно, редкометалльным гранитам, из числа изученных примеров наиболее характерна для микроклинизированных, альбитизированных и грейзенизированных гранитов дхабнско-санарского и шамейско-юго-коневского комплексов.

6. Отмеченные выше минералого-геохимические особенности лейкократовых гранитов позволяют в целом достаточно уверенно производить их расчленение, несмотря на случаи конвергентного перекрытия признаков, особенно характерные для пород, подвергшихся постмагматическим изменениям.

Практическое значение такого расчленения определяется преимущественной приуроченностью редкометалльного оруденения к геохимически наиболее специализированным группам лейкократовых гранитов.

К МЕТАЛЛОГЕНИИ КАМЕНСКО-АДУЙСКОГО ПЛУТОНА

1. Район полигенного Каменско-Адуйского плутона, характеризующийся разнообразной пегматитовой и постмагматической минерализацией, является наилучшим объектом для выявления закономерностей размещения месторождений в связи с позднепалеозойским магматизмом завершающих стадий развития эвгеосинклинали.

2. Плутон представлен изолированными Каменским и Адуйским массивами, находящимися в единой зоне позднепалеозойского гранитообразования в тектонически разобщенных блоках. Каменский массив относится к числу слабо эродированных массивов с широким развитием гранитизации, отвечая начальному этапу гранитообразования. Адуйский массив, соответствуя уже следующей стадии процесса, является слабо перемещенным полого падающим на восток пластообразным телом.

От корневой западной части Адуйского массива к апикальной восточной увеличивается степень лейкократовости с/э-к/э, иногда м/э-с/э биотитовых гранитов и увеличивается роль пегматитообразования. Граниты плутона и вмещающие их гнейсы секутся мелкими массивами более молодых лейкократовых гранитов и аляскитов, имеющих отличное от гранитов плутона положение в структуре, состав и минерализацию (см. статью А.И.Грабехева в настоящем сборнике), и отвечающих уже мезо-гипабиссальной фации глубинности.

3. Биотитовые граниты Адуйского и Каменского массивов, равно как и наиболее поздние их дериваты - лейкократовые граниты и аляскиты-петрохимически тождественны. Биотитовые граниты содержат в среднем 71,7-72,3% SiO_2 , 1,30-1,38% CaO, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,09-1,13$, лейкократовые граниты и аляскиты 73,8-74,8% SiO_2 , 0,74-1,06% CaO, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,99-1,05$.

Граниты Адуйского массива, в отличие от Каменского, характери-
зуются большим содержанием редких земель в апатитах и отличным
их составом, а так же отсутствием сфена и наличием равнообраз-
ных редкоземельных и редкометалльных минералов, что определяет
развитие массивов из отличных источников и большую степень
автометасоматической переработки гранитов Адуйского массива.

Адуйский массив в отличие от Каменского реакто обогащен
редкометалльными преимущественно инъекционного типа пегматита-
ми, концентрирующимися в его восточной прикровлевой и экзокон-
тактовой части. Граниты этой части массива представлены лейко-
кратовыми разновидностями с содержанием в среднем SiO_2 - 73,2% ,
 CaO 0,64-0,80% при обычном преобладании натрия над калием
($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,70-1,05$), что иллюстрирует как вертикальную
магматическую дифференциацию гранитов массива, так и их пере-
кристаллизацию при пегматитообразовании. С последним может
быть связано обычное присутствие в этих гранитах акцессорного
колумбита. Конечный дифференциат Адуйского массива - расплав,
из которого сформировались экзоконтактовые пегматиты, вычис-
ленный исходя из подсчитанного соотношения всех зон пегматито-
вых тел (в т.ч. и преобладающей аплитовой) характеризуется еще
более высоким содержанием SiO_2 - 73,5% и натрия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} =$
0,69). По мере движения от подошвы массива на восток, к зоне
экзоконтактовых пегматитов, ильменорутил ($\text{Ta}/\text{Nb} = 1:12$) в би-
титовых гранитах сменяется акцессорным колумбитом со все уве-
личивающимся содержанием тантала ($\text{Ta}/\text{Nb} = 1:2-7$) в лейко-
кратовых пегматитосодержащих гранитах и пегматитах эндоконтакта
до танталит-колумбита ($\text{Ta}/\text{Nb} = 1:1-2$) в пегматитах экзокон-
такта.

От биотитовых гранитов к лейкократовым пегматитосодержащим
и далее пегматитам происходит также постепенное уменьшение со-
держания ильменита, магнетита, циркона, монацита и появление
или увеличение содержания граната, эвксенита, ксенотима, гани-
та, шпинели, муассонита, что подчеркивает генетическую связь
пегматитов с лейкократовыми пегматитосодержащими гранитами
Адуйского массива. Это же подтверждается увеличением содержа-
ния акцессорных количеств ниобия (от 14 до 21 г/т), тантала и
бериллия в указанном направлении.

4. Пневматолито-гидротермальные месторождения и рудопроявления ассоциируют с гранитами Адуйского массива и в резко подчиненном количестве - с Каменским. Свойственные им метасоматизм и оруденение таковы же, как и в других месторождениях Восточно-Уральского поднятия, ассоциирующих с глубинными гранитами. Для всех месторождений, равно как для пегматитов и гранитов, свойственны кларковые и нижекларковые концентрации урана, олова. Особенности слюдяных месторождений соответствуют формированию их из флюидов, отделившихся на конечных этапах пегматитового процесса. Метасоматиты рудопроявления Каменского массива содержат крайне низкие концентрации ниобия (7 г/т) и тантала (1-2 г/т), что соответствует негативной специализации гранитов массива на указанные элементы. Сказанное подчеркивает генетическое единство пневматолито-гидротермального оруденения, пегматитов и гранитов рассматриваемых массивов.

5. Лейкократовые граниты поздних малых массивов по петрохимии близки к аляскитам Адуйского и Каменского массивов, отличаясь от них большим содержанием суммы щелочей (соответственно 8,4-8,8% и 7,9-8,1%), четко выделяясь на диаграмме

$SiO_2 - Na_2O + K_2O + CaO$ в виде самостоятельного поля. Характерно нередкое преобладание натрия над калием. Сопровождаются мощными телами ранних альбититов и калишпатитов, содержащих, как нередко и сами граниты, акцессорные тантало-ниобаты при повышенном содержании ниобия. Соответствуют классу редкометальных гранитов (апогранитов), как метасоматического, так и магматического генезиса.

6. Таким образом, редкометальная металлогения района представляется довольно сложной, характеризующаясь редким случаем наложения поздних малоглубинных редкометально специализированных гранитов и апогранитной минерализации посторогенного этапа на глубинные сиалические граниты и сопровождающую их минерализацию.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

1. Многие исследователи дают негативную оценку перспективам Восточно-Уральского поднятия на современный тип редкометалльного (т.н. апогранитного по А.А.Беусу или альбититового по В.И.Смирнову) оруденения, что в значительной степени связано с недостаточным изучением гранитов и редкометалльной металлогении завершающего этапа (посторогенного или активизации) уральской эвгеосинклинали. Однако, проведенные в последнее время целеустремленные металлогенические исследования гранитоидов и месторождений позволили на примере Среднего Урала показать широкое распространение наиболее поздних образований — редкометалльных гранитов и альбититов, завершающих эволюцию гранитоидного магматизма региона.

2. Массивы редкометалльных гранитов с телами ранних альбититов и калишпатитов по геологическим данным являются наиболее поздними образованиями, хотя по абсолютному возрасту (270-240 млн. лет) они близки к пооднеорогенным гранитам, иллюстрируя быстрый переход от пооднеорогенного к посторогенному этапам, от литостатического к гидростатическому режиму давления. Массивы образуют мелкие тела площадью 0,1-10,0 км², ориентированные в северо-северо-западном направлении, секущем по отношению к пооднеорогенным гранитам, и нередко локализованные в специфических гравитационных полях. Известные пять точек апогранитов ложатся в пределах субмеридиональной полосы протяженностью более 200 км, выделенной автором совместно с М.С.Рапопортом (Грабчев и др., 1971). Геологически только вблизи Шилковского массива они приурочены к долгоживущей тектонической зоне.

3. Рассматриваемые массивы в отличие от глубинных пооднеорогенных гранитных плутонов относятся к мезо-гипабиссальным образованиям, о чем можно судить по слабому метаморфизму (ороговикованию) вмещающих пород, наличию порфировых разностей в контакте Шамейского массива, развитию сферолитового альбита и

т.д. Представлены лейкократовыми гранитами и аляскитами с содержанием 73-78% SiO_2 и часто характеризуются слабым субщелочным уклоном (табл.), что четко отличает их по петрохимии от позднеорогенных гранитов. Часто характерно преобладание натрия над калием. Общей чертой массивов является широкое развитие ранних щелочных процессов с образованием мощных (до 10-30 м) тел альбититов, калишпатитов, и альбит-калишпатовых метасоматитов при редуцированности более поздних околотрецинных метасоматитов, представленных, когда они присутствуют, мусковит-кварцевыми грейзенами. Этим поздние граниты резко отличаются от месторождений, связанных с позднеорогенными гранитами (Грабеев, Покровский, 1972).

5. Рассматриваемым гранитам и метасоматитам по данным В.А. Чадухиной свойственен наиболее богатый видовой набор акцессорных минералов при обычном присутствии колумбита (10-16% Ta_2O_5 и 57-64% Nb_2O_5) или ильменорутила (1-6% Ta_2O_5 , 10-16% Nb_2O_5), или эвксенита. Граниты и метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями ниобия, а так же олова (4-11 г/т), молибдена (до 15 г/т) и ряда других элементов при резком преобладании ниобия над танталом ($Nb_2O_5 / Ta_2O_5 = 7:1-15:1$). Альбитизация калишпата сопровождается заметным привнесом ниобия, в то время как альбитизация кварца и калишпатизация малопродуктивны. Содержание редких щелочей близко к кларковым.

6. Изложенные данные свидетельствуют о необходимости выделения на Среднем Урале формации редкометалльных часто слабо субщелочных гранитов (апогранитов) мезо-гипабиссальной фации глубинности посторогенного этапа или этапа активизации. Имеющиеся данные (Грабеев, Покровский, 1972, материалы И.Л. Лучина и Г.А. Шагалова) свидетельствуют о широком распространении гранитов этой формации, перспективной на современные типы редкометалльного и молибденового оруденения, и в более южных районах Урала.

Составы редкометалльных гранитов и метасоматитов, вес. %

Окислы	Шамейский мас- сив		Зенковский мас- сив		Хрустальногорский массив			Галочья гора	
	Двусл- данные граниты, 4 ан.	Ранние метасо- матиты, 7 ан	Серые м/з аляски- ты, 7 ан	Бурные с/з аляскиты, 2 ан	Бурные с/з аляскиты, 2 ан	Белые к/з аляски- ты, 1 ан	Ранние метасо- матиты, 3 ан	Слабо аль- битизиро- ванный гранит, 2 ан	Апо- гранит, 2 ан
SiO ₂	73,10	65,00	74,30	74,58	74,38	73,12	64,53	73,46	75,05
TiO ₂	0,11	0,35	0,04	0,03	0,04	0,01	0,02	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	13,72	17,44	14,27	14,34	14,19	15,73	19,54	14,27	13,75
Fe ₂ O ₃	0,74	1,16	0,31	0,20	0,10	0,01	0,05	0,70	0,80
FeO	1,51	1,85	0,47	0,41	1,37	1,41	1,29	0,36	0,35
MnO	0,03	0,03	0,08	0,03	0,02	0,01	0,02	0,05	0,01
MgO	0,07	0,56	0,22	0,17	0,07	0,08	0,06	0,24	0,28
CaO	0,82	1,58	0,77	0,64	1,15	1,73	1,11	0,42	0,30
Na ₂ O	4,08	5,21	4,82	4,96	4,59	5,76	4,79	4,20	4,52
K ₂ O	4,31	4,52	3,79	3,48	4,18	2,14	8,23	4,56	3,95
P ₂ O ₅	0,05	0,16	0,06	0,05	0,02	0,06	0,02		
F	0,15	-	0,08	0,03	0,01	0,01	0,01	0,27	0,05
CO ₂	0,37	-	0,06	0,09	0,03	0,05	0,02	0,38	0,38
H ₂ O ⁺	0,85	1,86	0,44	0,47	0,14	0,18	0,22	0,69	0,64
Сумма	99,91	99,74	99,72	99,53	100,29	100,30	99,90	99,70	100,14

ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА В СВЯЗИ С ИХ ЗОЛОТОНОСНОСТЬЮ

1. Анализ геологического положения гранитоидных интрузий в процессе развития уралид, их приуроченности к определенным структурно-формационным зонам, петрохимических особенностей и связи с ними золотого оруденения позволяет уточнить имеющуюся схему разделения гранитоидных формаций.

2. Пространственно и, видимо, парагенетически золотое оруденение ассоциирует преимущественно с двумя формационными типами гранитоидов, сформированными в позднегеосинклиналичную и раннеорогенную стадии развития эвгеосинклиналичной зоны Урала.

Первый из них - габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный - в пределах Тагильского мегасинклинория (Тагильский, Павдинский и др. массивы) и северной части Урало-Тобольского мегантиклинория (Таволгинский, Осинковский и др.) имеет позднесилурийско-девонский, а в Магнитогорском мегасинклинории (Краснинский, Кассельский и др. массивы) и южной части мегантиклинория (Айдырлинский, Портнягинский, Челябинский, Амурский и др.) - позднедевонский возраст. Формация представлена гомодромным непрерывным рядом пород (SiO_2 от 45 до 77%), причем в мегасинклинории преобладают основные (габбро, диориты), а в мегантиклинории - средние и кислые (тоналиты, плагиограниты) члены ряда. Все породы имеют отчетливо натровый характер с постепенным возрастанием отношения K_2O/Na_2O от 0,2 в основных до 0,3 в средних и 0,9 в кислых разностях. В противоположность этому содержание TiO_2 постепенно уменьшается от 1,3 до 0,5-0,3%. Судя по петрохимическим особенностям, формация принадлежит к базальтоидному ряду и является производной "сухих" магм (Д.С.Штейнберг, Г.Б.Фертатер). С массивами этого формационного типа ассоциируют многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления золота.

Плагиигранитный (раннеорогенный) формационный тип гранитоидов (Пластовский, Шарташский, Астафьевский и др. массивы) развит только в пределах синклиальных прогибов Урало-Тобольского мегантиклинория и представлен однородной группой пород (трондьемиты, плагииграниты, лейкократовые плагииграниты) с режимом преобладанием плагиигранитов (SiO_2 - 68-71%). Отношение $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ меньше, чем в аналогичных породах габбро-диорит-тоналит-плагиигранитного формационного типа (0,8-0,2), отражая существенно натровый характер плагиигранитной формации. Содержание TiO_2 так же меньше и приближается к содержаниям этого окисла в плутонических гранитах поаднепалеозойской формации. По петрохимическим особенностям породы формации занимает промежуточное положение между производными "сухих" и "водных" магм. Массивы формации прорывают нижневизейские карбонатные отложения и, судя по определениям абсолютного возраста, имеют раннекарбонный возраст. С ними связаны крупные месторождения золота.

3. Небольшие количества золота в комплексных золотосодержащих месторождениях алмосиликатной (скарновой) формации связаны с интрузиями габбро-гранитного формационного типа, сформировавшегося в раннеорогенную стадию в пределах Тагило-Магнитогорского мегасинклиория и подробно охарактеризованного Г.Б.Ферштатером (Магнитогорский комплекс). От описанных выше интрузий они отличаются повышенными содержаниями TiO_2 (1,5 - 0,5%), а по отношению $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ сопоставимы с породами габбро-диорит-тоналит-плагиигранитного формационного типа, являясь, как и последние, производными "сухих" базальтоидных магм.

4. Поаднеорогенная (Pt_3) гранитная формация (Длабикский, Борисовский, Санарский, Адуйский и др. массивы), развитая преимущественно в антиклинориях Урало-Тобольского мегантиклинория, резко отличается от других формационных типов гранитоидов отчетливо калиевым характером пород (отношение $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ больше 1) и редкометальной специализацией. Незначительное количество связанных с ними мелких рудопроявлений золота обусловлено, видимо, регенерацией золотого оруденения предшествующих стадий развития.

5. Приведенные данные свидетельствуют о необходимости дальнейшего петрохимического изучения гранитоидов с целью выявления массивов плагиогранитного формационного типа, наиболее продуктивных на золото.

А.Г.Галимов
ОТГУ, Оренбург

О СВЯЗИ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УРАЛА С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ

1. Месторождения горного хрусталя на Урале представлены, в основном, хрусталеносными кварцевыми жилами, относительно происхождения и возраста которых у исследователей нет единого мнения. Большинство из них устанавливает тесную пространственную и генетическую или парагенетическую связь хрусталеносных кварцевых жил Урала и других провинций с гранитоидным магматизмом (Морозенко, 1946; Лаазко, 1957, 1961; Карякин, Смирнова, 1967 и др.). Некоторые исследователи относят их к образованиям типа альпийских жил, связывая хрусталеносную минерализацию с растворами метаморфогенного происхождения (Вертушков, 1948; Вертушков, Соколов, Якшин, 1970; Ануфриев, 1969 и др.). Возраст хрусталеносных кварцевых жил Урала, по мнению большинства исследователей, верхнепалеозойский. Однако, существуют представления о доордовикском (Озеров и др., 1946) и ранневизейском (Белик, 1969) возрасте этих образований. В результате специальных исследований в одном из хрусталеносных районов Урала нами получены новые данные о близкой парагенетической связи хрусталеносных кварцевых жил этого района с среднепалеозойским крикинским гранитоидным комплексом.

2. В геологическом строении исследованного района принимают участие древние гнейсово-мигматитовые (Pt₃-Ст) и сланцевые (О - S) метаморфические, среднепалеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-осадочные стратифици-

рованные комплексы и средне-верхнепалеозойские гранитоидные комплексы: ашебутакский габбро-диорит-гранодиоритовый (D_{2-3}), магнитогорский габбро-граносиенит-гранитовый (C_1), кряклинский плагиогранитовый ($P_{\Sigma 2}$), каиндинский гранодиоритовый ($P_{\Sigma 2}$), ушкатынский ($P_{\Sigma 2}$) и адамовский ($P_{\Sigma 3}$) гранитовые. Со всеми гранитоидными комплексами пространственно и парагенетически ассоциируют кварцевые хилы, имеющие различную рудную (полиметаллическую; золото-сульфидную, медно-молибденовую и редкометалльную) специализацию (Мудров, Самаркин, 1969; Самаркин, Самаркина, 1970). Лишь плагиогранитовый комплекс, безрудный в отношении металлов (Самаркин, Самаркина, 1971, 1973), сопровождается кварцевыми хилами с хрусталеносной минерализацией.

3. О близкой парагенетической связи хрусталеносных кварцевых хил изученного района с гранитоидами кряклинского комплекса свидетельствуют следующие данные:

- 1) Приуроченность тех и других к одним и тем же локальным структурам в одной и той же структурно-фациальной зоне;
- 2) Одновозрастность хрусталеносных кварцевых хил и гранитоидов кряклинского комплекса, установленная методом абсолютного возраста и геологическими данными. Значения абсолютного возраста гранитоидов, их хильных дериватов и минералов хрустальных гнезд укладываются в одни и те же пределы (274-405 млн. лет) и в среднем составляют 336-342 млн. лет. Гальки гранитоидов плагиогранитового комплекса и кристаллов горного хрусталя наблюдаются в базальных отложениях среднего виве;
- 3) Независимость минерального состава кварцевых хил от состава вмещающих пород и закономерности пространственного размещения кварцевых хил относительно интрузий гранитоидов и хильных образований кряклинского комплекса. Большинство кварцевозильных полей локализируются в зонах эндо- и экзоконтактов интрузий гранитоидов кряклинского комплекса. По мере удаления от интрузий гранитоидов относительное количество кварцевых хил уменьшается. Нередко кварцевые хилы располагаются в непосредственных контактах даек аплитов или на их продолжении по простирацию. Наблюдаются также зональные хильные тела, внутренние части которых сложены хильным кварцем, а внешние - аплитовидным гранитом;

4) Уменьшение температуры гомогенизации газовой-жидких включений в хильном кварце и кристаллах горного хрусталя по мере удаления от интрузий гранитоидов крикинского комплекса (от 354-279°C до 245-227°C по материалам Ю.Н. Ануфриева и др.);

5) Сходство состава акцессорных минералов и элементов-примесей, а также геохимических ассоциаций хильного кварца нехрусталоносных и хрусталоносных кварцевых хил и гранитоидов крикинского комплекса, полученных методом многократной кор-реляции (Бурков, Галимов, 1972).

4. Региональный метаморфизм и расщепление вмещающих толщ предшествовали формированию гранитоидов, кварцевых хил и хрустальных гнезд крикинского комплекса, что является существенным противоречием концепции метаморфогенного хрусталообразования.

5. Хрусталоносные кварцевые хилы Урала образовались в две стадии из последовательно эволюционирующих постмагматических гидротермальных растворов и находятся в близкой или отдаленной парагенетической связи с безрудными в отношении металлов среднепалеозойскими плагигранитовыми комплексами.

Н. А. Ершова, Н. И. Бородаевский
ЦНИГРИ, Москва

ХИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ КОЧКАРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ОРУДЕНЕНИЕМ

1. Детальное изучение "табашек" показало, что они являются продуктами аутометасоматических и более поздних гидротермальных преобразований даек лампрофиров. Об этом свидетельствуют многочисленные реликты структуры лампрофиров, характерный минеральный и химический состав табашек в удалении от рудных зон, близкий по составу лампрофирам ряда малахит-ксерантит-спессартит. Широко проявленная в табашках неоднородность состава, структур и текстур, не зависящая от положения их по отношению к рудным зонам, контактам вмещающего массива гранитоидов, глубины залегания и возраста даек, объясняется первичной неоднородностью расплава и аутометасоматическими преобра-

зованиями. Необычная неравновесность состава этих пород, выражающаяся во взаимозаменении минералов, "грануляции" вкрапленников плагиоклаза и т.п., обилие акцессориев и никакая хлестность цветных минералов — все эти признаки, согласно В.С.Соболеву (1952), Г.М.Галеевой (1960), А.Н.Заваридскому (1935), характерны для группы лампрофиров.

2. Среди даек лампрофиров по их возрастным соотношениям выделены 3 группы. Количественно резко преобладающая группа ранних даек (простираение ВСВ, падение крутое) представлена преимущественно биотитовыми лампрофирами, состав которых меняется в пределах одной дайки от малхитов, до керсантитов и вогезитов. Вторая группа даек (простираение СВ и СЗ) сложена спессартитами, переходящими по простиранию в диоритовые порфириты. К третьей группе даек (субмеридионального простирания) относятся дайки керсантитов.

Выделенные возрастные группы лампрофиров сближены во времени внедрения, а их петрохимическое родство и близость набора акцессорных минералов и элементов-примесей свидетельствуют об их комагматичности.

3. Соотношения даек лампрофиров с рудными жилами могут указывать что лампрофиры первой возрастной группы являются дорудными, а второй и третьей — послерудными. После лампрофиров третьей группы сформировались хлорит-карбонат-кварцевые жилы, с которыми, возможно, связано частичное перераспределение продуктивных минеральных ассоциаций рудных жил с образованием обогащенных золотом участков. Издавна известная пространственная приуроченность разных жил к контактам даек с плагиогранитами и выявленная нами близость времени их формирования позволяют говорить о наличии парагенетических связей золотого оруднения кочкарского типа с дайками лампрофиров.

4. Дайки лампрофиров пересекают дайки, связанные с Платовским массивом плагиогранитов (возраст C_1-n), резко отличаясь от них по петрохимическим характеристикам, группам акцессорных минералов и элементов-примесей. В массивах верхнепалеозойской гранитной формации Урала лампрофиры, подобные платовским, не встречаются. Учитывая сказанное, наиболее вероятно среднекарбонный возраст формирования комплекса даек лампро-

рофиров, что хорошо согласуется с определениями их абсолютного возраста.

5. Дайки сходные с кочкарскими по составу и времени проявления, имеются и на других золоторудных месторождениях Урала-Джетигаринском, Биньговском (дорудные и послерудные дайки), Пановской ляге и, возможно, Березовском. Пояса даек лампрофиров выявлены также на рудных полях Магнитогорском, Александринском, Курсанском. Их возраст и потенциальная рудоносность остаются не выясненными, однако вблизи некоторых из них известны золоторудные (Курсан) или с повышенной золотосностью (Александринское) месторождения.

6. Приведенные данные позволяют, по нашему мнению, поставить вопрос о выделении на Урале самостоятельного комплекса даек лампрофиров, отвечающего понятию комплекса малых интрузий средних этапов развития подвижных зон, по классификации М.Б. Бордаевской (1955). С ним, по-видимому, могут быть парагенетически связаны наиболее крупные золоторудные месторождения.

С.С. Карагодин, Л.Я. Берг, О.Н. Грязнов,
Б.В. Чесноков, В.И. Чесноков, Л.И. Петрова
СГИ, Свердловск

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ ДАЙКИ АРАЛЧИНСКО-ДОМБАРОВСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
(Северные Мугоджары)

Аралчинско-Домбаровское рудное поле, известное промышленными колчеданными залежами Весеннего месторождения, располагается в северо-западной части Восточно-Мугоджарского поднятия, вблизи его границы с Магнитогорским прогибом. Магматические образования поля включают раннегеосинклиальные, собственно орогенные и позднеорогенные формации каледонского геотектонического цикла. Раннегеосинклиальные формации представлены недифференцированными базальтами натровой серии с комагматич-

ними субвулканическими телами и дайками долеритов, крупнопорфировых базальтов ордовикско-силурийского возраста, а также, по-видимому, самостоятельными малыми интрузиями (по С.Т. Агеевой) липаритов, габбро-диабазов, габбро-диоритов силура. Собственно орогенные магматические формации представлены тесно связанными с гнейсами синорогенными калий-натровыми гранитами и адалеллитами раннедевонско-раннезифельского (?) возраста, которые сопровождаются дайками "первого этапа" — гранитов, гранит-аплитов и пегматоидных гранитов.

Позднеорогенные магматические образования представлены серией даек гранит-порфиров, кварцевых и липаритовых порфиров, лампрофиров. Дайки, развитые среди гранитов и гнейсов, реже базальтов, обычно образуют пучки. Простираются преимущественно субмеридионально, в целом согласные с направлением основных структур района. Часть даек имеет субширотное и широтное направление. Длина их колеблется от первых десятков метров до 500–800 м, мощность — обычно первые десятки сантиметров, иногда — до десятков метров. Падение, как правило, крутое, 70–85°. Нижний возрастной предел рассматриваемой серии определяется активными контактами даек с синорогенными гранитами, а верхний — нахождением галек кислых порфировых пород в базальных конгломератах домбаровской свиты (С₁t₂-V₁). Это позволяет датировать возраст позднеорогенных образований как верхнедевонский, что подтверждается и радиометрическими определениями.

Сравнение петро- и геохимических особенностей щельных пород геосинклинального, орогенного и позднеорогенного этапов развития района позволило установить эволюционирующее резкое возрастание доли калия и четкую специализацию позднеорогенных даек на цветные и редкие металлы. Если калий-натровое отношение в дайках липаритов силура приближается к 0,1 (при колебаниях от 0,03 до 0,2), в синорогенных гранитоидах близко к 0,5 (0,2–0,7), а в дайках "первого этапа" составляет около 0,8 (0,6–1,5), то в позднекаледонских дайках, вне зависимости от их кислотности (включая и лампрофирн), этот параметр имеет величину порядка 15 (0,8–46).

Позднеорогенные магматические образования характеризуются аномально высокими содержаниями свинца (кларк концентрации

З,З-1,5), специализацией на рубидий и другие редкие металлы. Липарити силура отличаются аномально низкими концентрациями свинца (КК=0,2-0,1), рубидия (КК около 0,05), лития (КК около 0,08) и фтора (КК около 0,1). Для всех интрузивных образований характерны "сквозные" аномально низкие содержания бериллия (КК около 0,5) и аномально высокие концентрации цезия (КК около 3,4-1,7).

С комплексом поаднекаледонских даек парагенетически связано редкометальное оруденение. Использование установленных петро- и геохимических особенностей поаднеорогенных даек Арацтинско-Домбаровского рудного поля позволит более целенаправленно выбирать районы проведения поисковых работ в Мугод-харах и эффективнее их осуществлять.

Г.А. Глушкова
УГГУ, Свердловск

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД В УФАЛЕЙСКОМ ГНЕЙСОВОМ КОМПЛЕКСЕ

Щелочные породы в пределах Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса были обнаружены еще на ранних этапах его изучения. Д.С. Белянкиным и Г.А. Соколовым в 1925 г. отмечены интрузии микролин-пертитовых гранитов Ковлогорского типа в кварцитах к юго-западу от поселка Нижний Уфалей. Граниты щелочного ряда, пользующиеся относительно широким развитием в северо-западной части уфалейского комплекса, были описаны Г.А. Смирновым (1956). В дальнейшем было установлено, что щелочные породы в пределах Уфалейского мигматитового комплекса имеют достаточно широкое развитие (Г.А. Кейльман, Г.А. Глушкова, В.С. Демиденко, А.И. Белковский).

На западном крыле Уфалейского антиклинория в зоне интенсивного смятия, отделяющей Уфалейский гнейсовый комплекс от казанской и таганайской свит, располагается мощная зона гра-

нитойдов повышенной щелочности. В северной части этой зоны, примерно от широты д. Батраковки на севере до широты Н. Уфалея на юге, залегают интенсивно альбитизированные и калишпатизированные (микроклинизированные) сланцы, превращенные в процессе гранитизации в гранито-гнейсы, которые к югу от широты Нижнего Уфалея сменяются микроклин-пертитовыми гранитами. Еще южнее, в районе р. Тахты, прослеживается зона щелочных двуполовошпатовых мигматитов, интенсивно милонитизированных, переходящих к югу от Тахтинского разлома в массивные щелочные породы типа сиенитов и миазитов. Последние образуют серию разнообразных тел длиной до 1 км при мощности 10-30 м.

Граниты, близкие по составу и структуре к Ковлогорским, залегают также в северо-восточной части Уфалейского комплекса, в зоне сочленения гнейсового ядра и сланцевого обрамления. Здесь протяженность этого тела достигает 30 км, наибольшая ширина - 1,5 км.

Кроме того, щелочные породы наблюдаются в периклинальных частях куполовидных антиклиналей. Они слагают теллообразные тела небольшой мощности, чаще согласные, реже - секущие кристаллизационную сланцеватость вмещающих пород. Представлены эти породы эгириновыми бескварцевыми разновидностями или содержащими до 20% более позднего наложенного кварца. Зоны щелочного метасоматоза здесь сменяются кислотным выщелачиванием с образованием кварц-мусковитовых ассоциаций.

Таким образом, в Уфалейском гнейсовом комплексе, наряду с исключительно широким развитием нормальных гранитов, в определенной структурной обстановке появляются щелочные породы, представленные метасоматическими гранито-гнейсами повышенной щелочности, гранитами щелочного ряда и, наконец, щелочными породами типа сиенитов и миазитов. Приурочены эти породы к структурным швам, границе ядра и обрамления, а также периклиналям куполовидных антиклиналей, где они, как правило, сопровождаются зонами кислотного выщелачивания.

ПЕГМАТИТЫ СЛЮДЯНОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

1. Слюдяногорское месторождение расположено в восточной части Уфалейского мигматитового комплекса, подчиняясь общему плану метаморфической зональности. Слюдоносные тела локализируются в зоне развития кианитовой субфации амфиболитовой фации.

2. Месторождение представлено серией слудоносных зон, состоящих из кулисообразно залегающих слудоносных тел, представляющих собой сложное пластообразное тело с многочисленными прослоями вмещающих пород.

3. Слюдоносные пегматиты имеют структуру и текстуру, характерные для метасоматических образований. Состоят в основном из полевого шпата, кварца и слюды.

4. По основным числовым характеристикам кварца из некоторых слудоносных тел (потери при прокаливании, "влага-газ", светопропускание, объемный вес, растворение в парах HF, кри- вые декрепитации, параметры и объем элементарной ячейки, температура α - β превращения) он аналогичен гранулированному кварцу из 175 килл Кыштымского месторождения.

5. Кварцевый агрегат из пегматитов обладает четко выраженной тектонической ориентировкой. По характеру тектонического рисунка он не отличается от гранулированного кварца Кыштымского месторождения.

6. В пегматитах установлены 4 типа распределения энантиоморфных групп индивидов кварца. Первые два характеризуются групповым характером распределения. Третий - приуроченность энантиоморфных форм к определенным геологическим границам. Четвертый тип распределения характеризуется паритетным соотношением энантиоморфных форм.

7. Пегматитовые тела и килл гранулированного кварца имеют сходный минеральный состав, но различное соотношение минералов.

8. Между слодоносными телами и жилами гранулированного кварца устанавливается непрерывный ряд.

9. Слюдяногорские пегматиты — это метасоматические образования, генетически связанные с процессом гранитизации исходных кварцевых жил и мигматитов.

В.Я. Левин, Л.А. Кутепова
ИГЭ, Миасс

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИХ ГЕНЕЗИСА

1. В последние годы нами получены количественные данные по составам широко известных нефелин-сиенитовых-миаскитовых пегматитов Ильменских и Вишневых гор, которые позволяют существенно уточнить представления о их первичной природе. Эти пегматиты в свое время послужили одними из опорных при разработке взаимоисключающих гипотез: магматической (А.Е. Ферсман) и метаморфической (А.Н. Заварицкий). Определение количественно-минералогического состава пегматитов (с помощью веревочной сетки в ячейкой 8x2 см по всему пегматиту в копиях) и составов главных минералов (полевых шпатов — Пш, нефелина — Нф, биотита — Би) проводилось в сравнении с миаскитами, непосредственно вмещающими пегматитовые тела.

2. По соотношению Нф:Пш пегматиты четко разделяются на две группы: а) с Нф:Пш, одинаковым в пегматите и вмещающем миаските (копи 2, 3, 7^б, 9^а) или с меньшим содержанием Нф в пегматите (копи 7^в, 7^и, 7^к); б) с существенно более высоким и относительно постоянным содержанием Нф, которое в большинстве пегматитов близко 40% (копи 7^а, 7^в, 118, 135). Нф:Пш в миаскитах в среднем 30-33:70-67.

3. Пегматиты двух выделенных групп различаются также по морфологии и внутреннему строению. Пегматиты первой группы слагают небольшие пластообразные тела, обычно, согласные со сланцеватостью миаскитов, и неправильной формы участки. Зональность отсутствует. Контакты с миаскитами неровные, не-

редко с постепенными переходами в узких зонах от пегматита к миаскиту. Пегматиты второй группы образуют более крупные четкие жилы, в большинстве приуроченные к субширотным региональным разломам. Контакты жил четкие. Тела пегматитов обладают симметрично-зональным строением (от периферии к центру):

1) крупнозернистый Пш с редкими выделениями Нф; 2) гигантозернистый агрегат Пш и Нф; 3) нефелин, часто в виде серии отдельных крупных изометричных блоков и линз в осевой части жил.

4. В ряде пегматитов 2 группы в краевых частях жил на контакте с миаскитами бока или около ксенолитов последнего встречаются участки субграфических Нф-Пш сростаний, ветвистого, веерообразного, а иногда радиально-лучистого строения. Основу сростаний составляет полевой шпат, а нефелин образует в нем удлиненные, иногда клиновидные, квадратные или шестиугольные включения, обычно обнаруживающие одновременное или участковое погасание. Нф:Пш в субграфике нескольких жил (жилья 118, жила рудника "Шпат", жила № 5 на г. Каравай) 35-41:65-59, в большинстве случаев Нф около 40%, т.е. такое же, как в Нф:Пш соотношении пегматитов 2-й группы.

5. Полевые шпаты пегматитов представлены K - Na Пш - микроклин-пертитом (Ми) и небольшим количеством вторично мелкозернистого альбита (Аб). Степень упорядоченности Пш пегматита выше, чем миаскитов. Содержания компонента в Ми пегматитов 30-40%. Ми пегматитовых участков в миаскитах (1 группа) наиболее богаты Аб. K - Na Пш миаскитов имеют 33-40% Аб. Нф в пегматитах обеих групп и миаскитах обладает одинаковым составом (18-20% K). Би в пегматитах и миаскитах представлены лепидомеланом: $\text{Fe} = 70-80\%$, $\text{TiO}_2 = 4\%$, глиноземистость в тетраэдрической группе - 32%. В то же время по глиноземистости в октаэдрической группе Би всех пегматитов резко отлична от Би миаскитов: во-первых 0-10%, а во вторых 3-8%.

6. Количественно-минералогический состав, особенности внутреннего строения и структуры позволяют считать пегматиты первой группы продуктами метаморфической перекристаллизации миаскитов (фациальными), а второй группы - продуктами кристал-

лизации пегматитового расплава (фазовыми). В ряде пегматитов можно усмотреть действие этих обоих процессов. Многие пегматиты совместно с миаскитами испытали влияние метасоматической альбитизации, карбонатизации, цеолитизации, которые несколько нивелируют первоначальные различия. Состав субграфических сростаний как закаленной фации дает возможность определить $P_{H_2O} = 5,5$ кбар (без учета влияния на состав других летучих).

Для миаскитов $P_{H_2O} = 3,5$ кбар. Температуры кристаллизации миаскитов по парагенезисам в ксенолитах гнейсов и геотермометрам Амф-Пл, Амф-Гр отвечают $700-800^{\circ}C$. Пегматиты образовались в уже твердых миаскитах, а составы микроклин-пертитов распада дают для них $T=620^{\circ}$ (по сольвусу в серии микроклин - низкий альбит). Термометр Нф-Пш в пегматитах и миаскитах фиксирует $T=450-500^{\circ}C$, т.е. температуру аутометаморфического отжига. Различная глиноземистость Би, пегматитов и миаскитов, очевидно, отражает первично разное P флюида, T их формирования. Однако вая глиноземистость Би из пегматитов обеих групп позволяет предполагать некоторое единство пегматитового процесса, по-видимому, в отношении P флюида и T , независимо от способа образования.

Б.А. МАРКС, В.М. НЕЧУЖКИН
ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

О ВЫДЕЛЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В УРАЛЬСКОЙ
ПАЛЕЗОZOЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ И
МАГМАТИЗМОМ

I. Многие исследователи связывают метаморфизм в эвгеосинклиналях с этапами складчатости и постскладчатыми явлениями инверсионного характера отдельных тектоно-магматических циклов. Уральская палеозойская эвгеосинклиналь рассматривается нами как эвгеосинклиналь прошлого, формировавшаяся непосредственно на коре океанического типа и представляющая собой совокупность конвергентных структур. В связи с этим проявление многообразных метаморфических процессов и накопление соответствующих продуктов метаморфизма рассмотрено по главным этапам ее развития. В конечной структуре палеозойской эвгеосинклинали выделены метаморфические комплексы: а) симатического основания эвгеосинклинали - продуктов регионального и зонального динамотермального метаморфизма в океаническую стадию рифтового субстрата в условиях изохимического метаморфизма фемического профиля при низких и преимущественно умеренных температурах и давлениях (от 200°C до 400-550°C, 3-5 кб, до 7 кб); б) тектонических зон, сопровождающих симатическое основание, и древних океанических желобов (эклогит-глаукофановые) - продуктов регионального преобразования в океаническую стадию субстрата складчатого обрамления эвгеосинклинали (миогеосинклинали) в условиях преимущественно изохимического метаморфизма фемического профиля при умеренных и высоких температурах и давлениях (400°C-700°C, 5-II кб); в) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (зеленокаменные) - продуктов регионального преобразования в океаническую стадию вулканитов в условиях изохимического метаморфизма фемического профиля при низких и умеренных температурах и давлениях (200-400°C, 3-7кб); г) экзоконтактовых зон у гранитоидов - продуктов зонального полиметаморфизма в переходную стадию субстрата предшествующего накопления в условиях аллохимического метаморфизма сиалического профиля при переменных и преимущественно высоких температу-

рах и низких и умеренных давлениях (до 500-650°C, до 3-5 кб); д) метаморфитов плагиогнейсовых ассоциаций - продуктов зонального полиметаморфизма в переходную стадию субстрата предшествующего накопления в условиях существенно натрового ультраметаморфизма при высоких температурах и умеренных давлениях (до 650-750°C, до 5-7 кб); е) метаморфитов гранито-гнейсовых ассоциаций - продуктов зонального полиметаморфизма преимущественно в континентальную стадию субстрата предшествующего накопления в условиях существенно калиевого ультраметаморфизма при высоких температурах и умеренных давлениях (до 650-750°C, до 5-7 кб).

2. Формирование первых трех метаморфических комплексов определяется развитием процессов в целом однородного изохимического регионального метаморфизма и зонального динамотермального метаморфизма зон смятия и расланцевания в разнообразных по составу, генезису и геологическому возрасту образованиях, объединяемых понятием "базальтовый слой" земной коры в эвгеосинклиналих. Формирование пород полиметаморфических комплексов, характеризующихся в целом неоднородным, зональным и преимущественно алдохимическим метаморфизмом, определяется влиянием гранитного магматизма в эвгеосинклинали, особенно в областях развития "гранитного слоя" коры. Сопряженность процессов метаморфизма с развитием различных геоструктурных стадий эвгеосинклинали по латерали определяет особенности изменения или сочетания термодинамических условий формирования и химизма метаморфических комплексов. Такие преобразования привели в разной степени к отличию выделенных метаморфических комплексов от исходных образований каждой из более ранних стадий развития эвгеосинклинали. Они в сочетании с тектоническими перемещениями геологических ассоциаций субстрата и самих комплексов определяют сложную картину проявления метаморфизма в геосинклинальном процессе.

3. Такие представления о развитии метаморфизма в складчатых областях геосинклинального типа позволяют подойти с изложенных позиций к геологической и петрологической типизации метаморфических комплексов уральской палеозойской эвгеосинклинали.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛАУКОФАНОВЫХ СЛАНЦЕВ И
ЭКЛОГИТОВ УРАЛА

Проблема условий формирования минеральных ассоциаций фациальных серий высоких давлений в настоящее время является одной из наиболее актуальных. В этой проблеме можно выделить собственно петрологические аспекты, уже давно вызывающие оживленную дискуссию: роль стрессового давления и его соотношение с литостатическим давлением, соотношение собственно метаморфических и метасоматических явлений, источники и факторы, определяющие общую натриевую направленность метаморфизма этих типов и ряд других. Особенно важное значение в связи с бурно развивающимися геотектоническими гипотезами приобретает геологическая позиция глаукофановых сланцев и эклогитов.

По поводу причин, вызывающих образование глаукофановых ассоциаций, высказаны различные, порой взаимоисключающие мнения: глубинность формирования глаукофановых пород, "автоклавный эффект", повышенная натриевость исходного субстрата, натриевый метасоматоз и т.д. Уральские примеры свидетельствуют об относительно четкой приуроченности глаукофановых сланцев к структурному шву, разделяющему эвгеосинклинальную и миогеосинклинальные зоны. Исключения из этого правила, к числу которых относятся, например, комплексы Полярного Урала, где глаукофан развивается не только в метавулканитах, но и в терригенных породах миогеосинклинальной зоны, указывают на то, что формирование глаукофановых сланцев не связано с глубинностью. Низкая температура и открытый характер системы не позволяют предполагать основной причиной высоких давлений автоклавный эффект; ведущая роль здесь, очевидно, принадлежит тектоническому давлению. Натриевая же направленность глаукофанового метаморфизма определяется особенностями кристаллохимического фракционирования щелочей в условиях повышенных давлений.

Другая обширная и, по-видимому, полигенная ассоциация пород высоких давлений — эклогиты может быть разделена на две группы. К первой группе относятся эклогиты, сформировавшиеся в стабильных P-T условиях — "мантийные", наблюдаемые в виде включений и ксенолитов в кимберлитах и гипербазитах, и эклогиты гранулитовой фации серии высоких давлений. Вторую группу составляют эклогиты и эклогитоподобные породы, образовавшиеся в зоне высоких P-T градиентов в подвижных поясах на относительно небольших глубинах.

Эти эклогиты, как и глаукофановые сланцы, являются продуктами особого дислокационного метаморфизма. Относительно высокие температуры их образования обусловлены влиянием термальных аномалий, связанных чаще всего с гнейсовыми куполами.

На Урале к первой группе относятся эклогитоподобные породы Салдинского гнейсового комплекса. Остальные эклогиты, судя по наличию переходов от них к слабометаморфизованным габброидам и гипербазитам, относятся ко второй группе. Позиция части эклогитов Максютковского комплекса и Полярного Урала недостаточно ясна.

С.С. ГОРОХОВ

ВНИИСИМС, Александров

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭКЛОГИТОВ УРАЛА В СВЕТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

При всем разнообразии классификаций эклогитов в общем случае их можно разделить на два типа: эклогиты метаморфические, связанные с древними стратифицируемыми толщами орогенных зон, и эклогиты магматические или интрузивные, тесно ассоциирующие с массивами пород ультраосновного, основного рядов.

Наиболее распространенными являются метаморфические эклогиты. Они встречаются в виде слоев, линз, будучи в древних отложениях [ФРГ], Польши, Америки, а на Урале широко развиты среди метаморфических отложений хр. Урал-Тау и в виде мелких линз встречаются в гнейсовом комплексе Мугоджар.

Экспериментально установлено, что перекристаллизация эклогитов хр.Урал-Тау в ассоциацию минералов эклогитового типа возможна при температурах 900-1500°C и давлении не менее 15 кбар. Твердофазный переход возможен при тех же давлениях и температурах 600-900°C. Доказано также, что аналогичную ассоциацию минералов эклогитового типа возможно получить опытным путем при перекристаллизации глин, аргиллитов, филлитов при воздействии на них одновременно высоких давлений (не менее 12,5 кбар) и высоких температур (800-1100°C). Ряд геолого-петрографических данных свидетельствует о том, что первичным, материнским субстратом эклогитов хр.Урал-Тау являлись как породы типично осадочного происхождения, так и вулканогенные образования. Процессы ретроградного метаморфизма эклогитов хр.Урал-Тау происходили при относительно меньших термодинамических параметрах при преобладающей роли парциального давления воды. При этом, очевидно, процессу амфиболитизации порода предшествовала их глаукофанизация.

К интрузивному типу относится сравнительно небольшая группа эклогитов известных в Норвегии, Польше, Чехословакии, а на Урале в Мугоджарах и на хр. Марун-Кеу. В обоих упомянутых районах Урала эклогиты пространственно и генетически тесно связаны с интрузивными массивами ультраосновного, основного состава. Характер взаимоотношений интрузивных эклогитов с вмещающими породами, минералого-петрографический состав и т.п. не оставляют сомнения в их глубинном магматическом образовании. Формирование эклогитов этого типа происходило в результате дифференциации ультраосновной магмы, частичной ее кристаллизации в глубинных условиях с последующим подъемом в верхние слои литосферы. Экспериментально на образцах эклогитов Мугоджар показано, что подобный процесс мог проходить при температурах 600-1400°C и давлении не менее 14 кбар.

Эклогиты-ксенолиты кимберлитовых тел, несмотря на кажущуюся "магматичность", принадлежат как к первому, так и ко второму типам. Однако, алмазоносные эклогиты кимберлитовых трубок как и интрузивные эклогиты орогенных зон формировались

на больших глубинах в сложных тектоно-магматических условиях и при сходных термодинамических параметрах. Приведенные факты дают основание полагать, что некоторые дифференцированные интрузии ультраосновного состава (с аклогитами или без них) могут быть потенциально алмазонасными.

А.А. АЛЕКСЕЕВ
ИГ БФАН СССР, Уфа

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ЭКЛОГИТОВ МАКСКОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

1. Эклогиты являются характерными образованиями для максковского метаморфического комплекса хр.Урал-Тау Южного Урала; в пределах распространения этого комплекса известно более 10 эклогитовых полей.

2. По особенностям минерального и химического составов эклогиты комплекса подразделяются на две группы - обычных (тип I) и титанисто-железистых (тип II). Особую группу составляют эклогитоподобные гранат-пироксеновые породы с повышенным содержанием извести (тип III). Очень редкой, но весьма интересной разновидностью является графитовый эклогит, обнаруженный пока в не коренном залегании. Для эклогитов типа I и II наблюдаются иногда переходы к зеленокаменным породам через породы гранат-омфацитового и омфацитового составов со сфеном, образовавшимся не по рутилу, а по ильмениту или титаномагнетиту.

3. Исходными образованиями эклогитов типа I являлись интрузивные породы субвулканического и в меньшей степени гипабиссального уровней формирования, представленные относительно маломощными силами и дайками - об этом свидетельствуют геологические условия их залегания и слабые реликты первичных структурно-текстурных особенностей. Меньшее распространение в этом типе имеют апоэффузивные эклогиты; среди последних пока наиболее достоверно определяются апотуфовые разновидности их, сохранившие местами достаточно четкие реликты первичного грубообломочного сложения.

4. Эклогиты типа II являются продуктом метаморфизма силовых залежей гипабиссальных диабазов и габбро-диабазов, образование которых связано с внедрением и кристаллизацией магмы состава толеитового базальта, испытавшей глубинную фракционную дифференциацию в условиях сохранения общего постоянного состава и понижающегося давления кислорода, что привело к накоплению железа и титана в продуктах последних фаз кристаллизации. Кроме того, при становлении исходных пород экологитов этого типа в небольшой степени проявились также процессы камерной кристаллизационной дифференциации, приведшие к образованию сегрегационных обособлений окисно-рудного железо-титанового минерала в экологитах (рутил-магнетитовые экологиты д.Шубино) и стратифицированному строению отдельных силовых залежей экологитов (д.Утарбаево).

5. Эклогиты и экологитоподобные породы типа III отличаются от типичных экологитов преимущественно диоксидовым составом моноклинного пироксена и гроссуляровым - граната, а также геологическими условиями нахождения. Породы этого типа образуют разнообразные по форме и размерам (от десятков см до 10-15 м) включения в серпентинитовых массивах, располагающиеся обычно незакономерно, но согласно с общей геологической структурой района. Среди подобных включений изредка отмечаются также и метаосадочные породы, что позволяет рассматривать их как ксенолиты вмещающих или более глубоко залегающих образований.

6. В геологической литературе высказаны предположения об осадочной и туфогенно-осадочной природе исходного материала некоторых экологитов и, в частности, экологитов максютковского комплекса (Архипенкова, 1962; Горохов, 1971). Результаты геолого-петрологического изучения ортопород максютковского метаморфического комплекса свидетельствуют о том, что экологиты комплекса являются метаморфическими производными генетически разнофациальных магматических пород основного состава. Это заключение об изверженной природе исходных пород экологитов комплекса находит подтверждение и в изучении петрохимических особенностей их. По общему химическому составу, содержаниям малых элементов, соотношениям ряда компонентов и структуре линейных парагенезисов породообразующих компонентов экологиты комплекса однотипны с основными изверженными породами.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЭКЛОГИТОВ УРАЛА И ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ АЛМАЗОНОСНОСТИ

1. В современной литературе общепринято представление о том, что в природе существуют мантийные и коровые эклогиты. На Урале развиты, в основном, коровые эклогиты. Они встречаются на Полярном, Среднем и Южном Урале среди древних метаморфических толщ, претерпевших полихронный метаморфизм различных фаций глубинности — от гранулитовой до глаукофановых и хлоритовых сланцев.

2. Детальные исследования коровых эклогитов, друзитов, габбро гранатизированных и плагиоклазовых перидотитов на Полярном Урале и в Казахстане позволяют сделать вывод о том, что в процессе эклогитизации ультраосновных и основных пород в условиях земной коры возникают минеральные парагенезисы, присущие глубинным эклогитам.

Анализ вещественного состава эклогитов Урала, Казахстана, Польши, Чехословакии и Памира показал, что коровые и мантийные эклогиты по химизму и минеральному составу близки между собой. Установлено, что валовый химический состав пород не может быть критерием для суждения о способе образования эклогитов. Однако, по содержанию редких и радиоактивных элементов в породах и минералах, а также по характеру распределения редких земель, между коровыми и мантийными эклогитами установлены определенные различия.

3. До последнего времени находки эклогитов, содержащих алмазы, связывались только с мантийными эклогитами из кимберлитовых трубок.

Между тем, в коровых эклогитах Казахстана А.А.Заячковский и др. (1973 г.) нашли алмаз. На Полярном и Южном Урале известны эклогиты подобного минерального и химического состава. На Полярном Урале встречаются также эклогиты, породообразующие минералы которых по составу близки к минералам-включениям в уральских алмазах, описанных Н.В.Соболевым и др. (1972).

4. Среди эклогитов Полярного Урала различаются два типа — алмандиновый и пироповый, отличающиеся между собой по составу породообразующих минералов, генезису и химизму.

В тяжелых неэлектромагнитных фракциях искусственных проб алмандиновых эклогитов, впервые на Полярном Урале, найден муассанит. Эта находка интересна тем, что в осадочных породах Казахстана, источник сноса которых связан с эклогитами, алмаз встречается в ассоциации с муассанитом. На Тимане алмаз (в осадочных породах) также найден в ассоциации с муассанитом и минералами эклогитового парагенезиса.

Все это позволяет по-новому подойти к вопросу о возможных алмазосодержащих породах на Тимане и Урале и предполагать, что таковыми могут быть эклогиты.

5. Эклогиты Урала в результате процессов многофазного метаморфизма (гранитизация, амфиболитизация, глаукофанизация и хлоритизация) претерпели сложную эволюцию. Процессы глаукофанизации и эклогитообразования значительно разорваны во времени.

Г.А. КОСТИК
ЗКТИУ, Актюбинск

О ГАББРОИЗАЦИИ ДИАБАЗОВ В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ЗОНАХ МУГОДЖАР

1. В Западно-Мугоджарском синклинии и в Прииргизье описаны протяженные на многие десятки километров пояса сближенных параллельных даек диабазов. Ширина поясов 1-3 км. По мнению большинства геологов, их изучавших, они представляют собой корни излияний базальтов в начальные этапы развития эвгеосинклинали. В Западно-Мугоджарском синклинии они имеют силурийский возраст, в Прииргизье — поздневизейский.

2. Дайки ориентированы в субмеридиональном направлении, видимая мощность их от 0,3 до 25 метров, протяженность 10-100 и более метров. Наблюдаются многократные пересечения даек, так что вмещающих пород между ними практически не остается. Выделено до пяти генераций даек, самыми молодыми являются микродиабазы.

3. По составу и структуре диабазы очень однообразны, в

Прииргизье части порфиридные рудности. Структурные и минеральные различия объясняются лишь степенью раскristализации, наибольшая амфиболитизация обычно наблюдается у контакта.

Породообразующими минералами являются плагиоклаз-андезин № 40-45 и моноклинный пироксен ряда авгит-диопсид ($\text{Ng-Np} = 0,022-0,025$, $2V = 48-56^\circ$), реже клиноэнстатит-диопсид с содержанием диопсидовой молекулы 60-65%. Пироксен обычно частично или полностью амфиболитизирован, в интерстициях часто отмечается хлорит и скелетовидные кристаллы ильменита.

4. В Прииргизье габброизация диабазов наблюдается в южной части западного пояса даек между реками Узун-Кайракты и Карабутак. Процесс нарастает с востока на запад. Сначала в диабазах появляются отдельные сгущения, пятна и прожилковидные обособления грубозернистого пегматоидного амфиболового габбро, контакты которых с диабазом четкие, но без зоны закаливания. Наиболее легко подвергаются замещению крупнозернистые диабазы, причем контакты даек являются границами процесса замещения. В случае пересечения диабаза тонкозернистым микродиабазом процесс габброизации идет вдоль контакта, лишь слегка нарушая его прямолинейность, когда крупные кристаллы плагиоклаза или роговой обманки проникают в диабаз. В тонкозернистых дайках наблюдаются "затеки" или полосы габбро, параллельные контакту. В некоторых маломощных дайках отмечается масса субпараллельных микрополосочек, сложенных зернами плагиоклаза и роговой обманки.

5. Габбро сложено интенсивно альбитизированным плагиоклазом и зеленой, синевато-зеленой роговой обманкой часто с бахромой игольчатого актинолита. В крупнозернистых пегматоидных габбро отмечаются миаролитовые пустоты, заполненные зонально расположенным бледноокрашенным хлоритом и актинолитом.

6. В центральной части массива останцы диабазов постепенно исчезают. Здесь появляются небольшие тела плагиогранитов, которые вначале цементируют остроугольные обломки габбро и диабазов, что свидетельствует о внедрении их в твердую жесткую среду. Дайкообразные тела плагиогранитов обычно окаймлены неширокой полосой гибридных пород переменного состава.

7. Габброизация и появление плагиогранитов предшествуют формированию пертитовых гранитов габбро-гранитной формации (иргизский комплекс), равноправными членами которой все они являются.

8. Близкая картина наблюдается в Западно-Мугоджарском синклинии, где габброизация диабазов также предшествует возникновению плагиогранитов габбро-плагиогранитной формации.

Таким образом, можно говорить о ведущей роли процесса габброизации в формировании габбро-гранитных формаций ранних этапов развития эвгеосинклиналей.

С.В. ЧЕСНОВОВ

УДН, Москва

О ДВУХ ТИПАХ ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

В Восточно-Уральском поднятии гнейсовые купола группируются в два прерывистых пояса: Ильменогорский и Кочкарский. В куполах обнажаются амфиболито-гнейсовые толщи в ассоциации с гранитоидами и в окружении менее метаморфизованных пород с остатками палеозойской фауны. Природе гнейсовых куполов все еще остается предметом дискуссий. Наши исследования позволили прийти к следующим выводам.

1. Гнейсовые купола обоих поясов - это не выступы фундамента варисийской геосинклинали Урала, а продукты ее развития - верхнепалеозойские диапировые структуры, наложенные на раннюю геосинклинальную складчатость и связанные с палеозойским обрамлением общностью седиментационной, магматической и структурно-метаморфической эволюции.

2. Гнейсовые купола Ильменогорского и Кочкарского поясов принадлежат соответственно к двум различным генетическим типам: парагнейсовому и ортогнейсовому. В Ильменогорском поясе - это вызванные гранитизацией антиформные вздутия сложно перемятых метапелитовых нижних горизонтов геосинклинальной серии, начавшей наплачиваться еще в докембрии на неизвестном основании, вероятнее все коре океанического типа. В Кочкарском поясе - это ортогнейсовые диапиры, с существенно параллельной оболочкой, возникшие при гранитизации среднепа-

леозойских кислых субвулканитов и вмещающих их раннепалеозойских метапелитов.

3. Парагнейсовые купола формировались в более глубинных условиях, в эвгеосинклинальном прогибе с наиболее мощным и длительным осадконакоплением. Ортогнейсовые купола формировались в менее глубинных условиях, в эвгеоантиклинальной зоне с вулканическими поднятиями над кислыми магматическими очагами, связанными с базальтоидным ранне-среднепалеозойским вулканизмом.

4. Отличительные особенности куполов того и другого типа следующие. Парагнейсовые купола: а) антиформное строение с не менее, чем тремя генерациями малых тектонических форм (складок волочения, кливажа, линейности и т.д.), б) наличие вулканогенных турбидитов в непосредственном обрамлении, в) б -линейность растяжения и ориентированного роста минералов, г) метаморфическая зональность барроуского типа. Ортогнейсовые купола: а) брахиантиклинальное строение при нескольких генерациях малых тектонических форм, б) наличие кварцевых и базокварцевых порфиридов при отсутствии вулканогенных турбидитов, в) а - линейность растяжения и ориентированного роста минералов, г) метаморфическая зональность не барроуского типа, в частности, с широким развитием кордиерита.

5. Ортогнейсовые и парагнейсовые купола, аналогичные охарактеризованным выше, обнаруживаются в осевых зонах складчатых областей самого различного возраста и их формирование следует рассматривать как две стороны единого процесса рождения гранитно-метаморфического слоя в геосинклиналях.

СТУПЕНИ ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫХ
КОМПЛЕКСАХ

1. Гнейсово-мигматитовыми комплексами называют закономерные сочетания гнейсов, мигматитов и анатектитов, характерные для кристаллических зитов и глубоких сечений подвижных поясов. Фундаментальная закономерность заключается в том, что ассоциации горных пород составляют дискретнуюгомодромную последовательность.

2. Дискретность последовательности выражается в том, что в процессе формирования комплексов неоднократно происходит полная минеральная, структурная и текстурная перестройка горных пород. На каждой ступени процесса перестройка начинается с образования мигматитов, а завершается возникновением устойчивых однородных пород, сложенных вполне определенными равновесными ассоциациями минералов.

3. Итогом петрохимического процесса в гнейсово-мигматитовых комплексах в подавляющем большинстве случаев является формирование пород гранитного состава. Число "промежуточных" ступеней определяется основностью начального субстрата. При плаггиогнейсовом субстрате обычно устанавливается лишь одна догранитная ступень, на которой формируются породы плаггиогранитного (трондьемитового) состава. В полном апоамфиболитовом ряду наиболее ранние равновесные новообразования имеют состав, отвечающий лейкоциоритам; следующая ступень представлена породами тоналитового состава, а уже затем формируются плаггиограниты (плаггиогранитогнейсы) и граниты (гранитогнейсы). В очень редких случаях устанавливаются еще более ранние ступени: анортозитовая (Сев. Карелия) и лейкогаббровая (Алдан).

4. Каждая последующая горная порода парагенетического ряда может формироваться за счет любой предыдущей. В конкретных гнейсово-мигматитовых комплексах отдельные члены последовательности могут не проявиться в сколько-нибудь заметном объеме.

Механизм петрогенезиса на ранних ступенях преимущественно метасоматический. По мере развертывания процесса роль анатексиса возрастает; образование анатектитов всегда предваряется метасоматической подготовкой субстрата. Формирование рассмотренных серий горных пород протекает в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при вполне подвижном поведении щелочей и стационарном температурном режиме.

5. На Урале процесс рассматривается на примере Ильменогорского гнейсово-мигматитового комплекса. Мигматиты и анатектиты здесь развиваются на существенно амфиболитовом субстрате. Устанавливаются три линии развития: плагиогранитная, гранитная и миаскитовая. Первый путь приводит к формированию анатектитовых плагиогранитов. Вторая линия завершается образованием нормальных гранитов, причем развитие может идти через плагиограниты или непосредственно от амфиболитов через монцонитовую и гранодиоритовую ступени. Третья линия уникальна - она завершается выплавлением миаскитов, причем как граниты, так и плагиограниты, в данном случае, оказываются промежуточными ступенями парагенетического ряда.

Ю. Д. Панков

ЧКГРЭ, Челябинск

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗОНАЛЬНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

1. Для выяснения возраста и истории формирования зональных метаморфических комплексов палеозойской геосинклинали Урала изученный район Восточно-Уральского поднятия является весьма благоприятным, так как расположенные здесь Вилневогорско-Ильменогорский и Уйский комплексы такого типа связаны постепенными стратиграфическими и метаморфическими переходами с фаунистически охарактеризованными породами их обрамления.

2. Поддающаяся реконструкции история района с большой долей вероятности фиксируется с позднего ордовика, а достоверно - с раннего силура. В это время формировалась натриевая кремнисто-диабазовая формация ($O_3 - S_{1W}$). С начала лудлова происходит резкое воздымание ложа авгеосинкли-

нали, локальный размыв ядерных частей образованных при этом структур антиклинориев и отложение флишоидов. В связи с этими движениями изменяется и характер вулканизма. С лудлова по нижний девон включительно формируется непрерывная натриевая базальт-дацит-липаритовая формация с преобладающим развитием туфов дацитового состава. Отложения кремнисто-диабазовой формации полностью соответствуют океаническому, а базальт-дацит-липаритовой - переходному типам земной коры, выделенных А.В.Пейве (Пейве и др., 1972, Иванов и др., 1972). В конце раннего и в среднем девоне отлагаются известняки карбонатной толщи, а затем происходит внедрение ультрабазитов и становление натриевых габбро и диоритов.

3. В фамене формируется натриевая плагиогранитовая формация. Процесс начинается с многочисленных инъекций в структуры антиклинориев синкинематических плагиогранитных расплавов, давших при раскристаллизации гнейсовидные плагиограниты (мигматит-плагиогранитовая субформация). Из-за невозможности быстрого удаления газовой фазы в структурах антиклинориев создаются условия благоприятные для высокотемпературного метаморфизма и метасоматической плагиогранитизации, приводящие к образованию зональных метаморфических комплексов Барроуского типа. При этом выделяются следующие стадии минералообразования: 1) существенно изохимический зональный метаморфизм силлиманит-альмандиновой, ставролит-кварцевой, кварц-альбит-альмандиновой, кварц-альбит-биотитовой, кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфаций, 2) базификация, 3) плагиогранитизация, 4) скаполитизация и диопсидизация, 5) кислотное выщелачивание.

Важно отметить, что зональные комплексы образуются по отложениям указанных выше палеозойских кремнисто-диабазовой и базальт-дацит-липаритовой формаций. Исключение представляет ядерная часть Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория, где по радиологическим и геологическим данным вероятен докембрийский возраст субстрата.

Таким образом, основные метаморфические события на изученной площади Восточно-Уральского поднятия, так же как и в смежном Тагильско-Магнитогорском прогибе (Нечухин, 1963;

Иванов, Нечуехин, 1964) не связаны непосредственно с общей инверсией в палеозойской геосинклинали Урала. Процессами диапиризма в связи с плагиигранитизацией автор объясняет частную инверсию в Восточно-Уральском поднятии в конце девона (Смирнов и др., 1969, Соболев, 1969). В посторогенную стадию формируется посткинематическая собственно плагиигранитовая субформация.

4. Вывод о связи высокотемпературного метаморфизма и плагиигранитизации с частной инверсией в рассматриваемой структуре основывается также на анализе эволюции эффузивного и интрузивного магматизма. Докаменноугольный магматизм характеризуется натриевым типом, с чем хорошо увязывается натриевый характер метаморфизма и плагиигранитизации. Более поздний интрузивный магматизм типичный кали-натриевый.

5. В раннем карбоне происходит становление перидотитовой и непрерывной кали-натриевой габбро-гранитовой формаций. В позднем палеозое устанавливается интенсивный гранитный магматизм. Он начинается с многочисленных гранитных инъекций в структуры антиклинорий (мигматит-гранитовая) субформация. С ними связана интенсивная гранитизация, а также метаморфизм. Процесс заканчивается становлением посткинематических гранитов.

А.А. КРАСНОБАЕВ, Е.В. БИБИКОВА, Т.В. ГРАЧЕВА

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск
ГЕОХИ АН СССР, Москва

БЕЛОМОРСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ГНЕЙСОВ СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНО-ГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Для решения известного и оживленно дискутируемого вопроса о возрасте и природе гнейсово-мигматитовых комплексов Восточно-Уральского поднятия были выделены и изучены акцессорные цирконы из метаморфических пород Сысертско-Ильменогорского антиклинория (селянкинская толща, вишневогорская свита). Более 30 определений абсолютного возраста выполнено α -РВ методом; из них 12 - продублировано И-Ть -РВ методом с изотопным контролем. Каждая проба циркона подвергалась тщательному минералогическому анализу.

На основании полученных данных установлено, что гнейсы и мигматиты, залегающие в основании Сысертско-Ильменогорского антиклинория и отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма, возникли в беломорскую фазу регионального метаморфизма 1850 млн. лет назад. Допускается, что частично они произошли за счет более высоко метаморфизованных пород, содержащих циркон "гранулитового" облика. Отмечается влияние массивов миаскитов и гранитоидов на морфологические особенности и возраст цирконов. На диаграмме в системе координат Rb_{206}/U_{238} - Rb_{207}/U_{235} нижнее пересечение с конкордией дает возраст 330 млн. лет, отвечающий времени контактного метаморфизма, обусловленного интрузивными породами.

Рассматриваемые результаты как по представительности и качеству материала, так и по точности аналитических работ, являются наиболее достоверными из всех "докембрийских", полученных для метаморфических пород Восточно-Уральского поднятия.

А. И. РУСИН

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНО-МУГОДЖАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Вопросы гранитообразования в докембрии в связи с ультраметаморфизмом неоднократно обсуждались в литературе. Однако, до сих пор мнения различных исследователей о главенствующей роли и последовательности тех или иных процессов, их химической направленности неоднозначны. Изучение метаморфических образований Восточно-Мугоджарского антиклинория позволило наметить определенную этапность формирования гранитоидных пород (плаггиомигматизация, гранитизация, анатексис), имеющую, по-видимому, общий характер.

П л а г г и о м и г м а т и з а ц и я, представляющая ранний (синкинематический) этап ультраметаморфизма, проявлена регионально, но с наибольшей интенсивностью в нижних частях разреза метаморфических толщ (в южномугоджарская

серия). Ведущее значение на этом этапе имели процессы метаморфической дифференциации и локальной перекристаллизации, обусловившие образование полосчатых и порфиробластических мигматитов, а в "максимумах мигматизации" приведшие к гомогенизации исходных толщ и формированию массивов плагиогранитового-гранодиоритового состава (Каиндинский, Мильсайский и др.). Общая химическая направленность этих преобразований характеризовалась привнесом Na, Si. Возникшие в результате плагиомигматизации гранитоидные породы обладают гранобластовыми структурами, а в их минеральном и химическом составе, а также наборах аксессуаров устанавливается отчетливая зависимость от первичного субстрата.

Гранитизация широко (но неравномерно) проявлена в породах, в различной степени затронутых плагиомигматизацией. Характеризуется она преимущественным развитием метасоматических процессов (антипертитовая, межгранулярная и порфиробластовая калишпатизация). Наиболее ярко преобразования этого этапа выражены в массивах плагиогнейсов-гранитов, где часто наблюдаются породы, по составу и облику максимально приближенные к граниту (Ультадикский и Мильсайский массивы). Степенью завершенности процесса гранитизации обусловлены специфические особенности и разнообразие пород отдельных массивов. Химическая направленность этапа гранитизации характеризуется привнесом K, Na, Si, Al, выносом химических компонентов и неоднозначным поведением элементов-примесей.

Анатексис, обычно завершающий гранитообразование, в породах района появился локально. В мигматитах произошло частичное расплавление гранитоидного материала и перемещение его на небольшие расстояния, в результате чего возникли ветвясто-жилковатые, сетчатые, агматитовые и плагматитовые разновидности. В гнейсо-гранитах анатектические процессы обусловили выполнение отдельных систем трещин аплитовым и пегматитовым материалом, а в редких случаях плавление пород массивов с образованием гранитовых и гиллидоморфнозернистых структур.

Таким образом, гранитообразование в докембрии Восточно-

Мугоджарского антиклинория носило закономерный характер со строгой химической направленностью и преобладающим развитием отдельных процессов ультраметаморфизма на каждом этапе. Специфика же его, в отличие от других регионов, заключается в том, что анатектические процессы здесь проявились ограниченно и не привели к генерации магмы в больших объемах.

М. А. КАСЬКОВ

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНО-МУГОДЖАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

1. Нижнепалеозойские толщи Восточно-Мугоджарского антиклинория характеризуются сложным полифациальным метаморфизмом, недооценивающимся некоторыми исследователями. Между тем установление истинных соотношений пород с различной степенью метаморфизма в разрезе всего нижнего палеозоя, а также обнаружение связи между дометаморфической историей формирования отложений раннего палеозоя с проявлениями различного типа метаморфизма могут внести определенную ясность в представление о стратиграфической последовательности рассматриваемых сложно-метаморфизованных образований. Кроме того, это может способствовать успешному решению таких вопросов как выявление причинно-следственных связей между метаморфическими и тектоническими процессами, а также выяснение специфики металлогенической специализации формационных зон и их элементов.

2. В разрезе нижнепалеозойских толщ Восточно-Мугоджарского антиклинория вулканогенные породы, преобразованные в зеленые сланцы, составляют в основном нижние элементы и частично верхние. Возраст вулканогенных толщ, составляющих нижние элементы рассматриваемого разреза, условно нижнекембрийский, а возраст вулканогенных пород верхов разреза — условно средне-верхнеордовикский. Осадочные породы составляют среднюю часть разреза нижнего палеозоя. Возраст их — кембрий-ордовик.

3. Изучение петрографического состава пород нижнего палеозоя показало, что все они претерпели прогрессивный ре-

гиональный метаморфизм зеленосланцевой фации. Лишь вблизи Восточно-Мугоджарского глубинного разлома породы туфогенного и грауваккового состава среднего (?)– верхнего кембрия локально изменены в условиях альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма и ультраметаморфизма. Региональный метаморфизм зеленосланцевой фации по времени своего проявления сопряжен с доинверсионными стадиями раннепалеозойской геосинклинали Мугоджар. Локальный метаморфизм альмандин-амфиболитовой фации – зональный. Зональность является отражением процессов дифференцированных тектонических деформаций и геотермического режима, существовавших в пределах Восточно-Мугоджарского антиклинория в инверсионную стадию Мугоджарского геосинклинали бассейна. Вдоль Восточно-Мугоджарского глубинного разлома распределялись локальные положительные геотермические аномалии и избыточные давления. Причем участки избыточного давления, как полагают В.В. Белоусов (1960) и Е.И. Паталах (1967, 1971) могли локализоваться как на вершинах геоблоков, испытавших поднятие, так и в зонах разломов, разграничивающих эти геоблоки (Добрецов, Ревердатто, Соболев и др., 1966).

4. Наличие в разрезе нижнего палеозоя разнофациальных метаморфических комплексов пород от низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевая фация) до высоких ступеней (альмандин-амфиболитовая фация) указывает на то, что принятое ранее (Сегедин, 1961; Фонарев и др., 1966) для Мугоджар расчленение разреза по степени метаморфизма пород на докембрий и нижний палеозой является необоснованным. Выявленные в последние годы различные типы метаморфизма в нижнепалеозойских толщах Восточно-Мугоджарского антиклинория и их последовательность проявления во времени следует учитывать как при разработке стратиграфических схем нижнего палеозоя, так и при реконструкции палеотектонических режимов.

СООТНОШЕНИЕ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ
МЕТАМОРФИЗМА В САЛДИНСКОМ ГНЕЙСОВОМ КОМПЛЕКСЕ

Изучение соотношений реликтовых и фоновых минеральных ассоциаций в гнейсах и мигматитах восточного склона Урала дает лишь общее представление о сложном и полициклическом характере их преобразований, хотя уже в этом случае можно судить о регрессивном характере позднейших метаморфических процессов. Это обстоятельство позволило представить эволюцию комплексов в виде воздымающихся первоначально глубоко метаморфизованных образований гранулитовой фации, впоследствии испытавших ретроградное изменение на уровне амфиболитовой фации (Кейльман, 1970).

Однако, на примере Салдинского комплекса, где изучены реальные соотношения пород обеих фаций, наблюдаются в единых структурах породы с реликтовыми парагенезисами как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций, что указывает на более сложный характер метаморфической зональности, предшествовавшей регрессивному этапу.

Породы гранулитовой фации представлены кристаллическими сланцами скаполит-двопироксен-андезинового, гранат-двопироксенового составов и гранат-клинопироксеновыми и лабрадор-гранат-клинопироксеновыми эклогитоподобными породами. Особенности минералов переменного состава этих пород (гранат с миналом пироба $> 40\%$, гиперстен с $f = 37\%$, как и с $Al_{Iy} = 0,104$ и $Al_{yI} = 0,08$ и др.) сближают их с образованиями гранулитовой фации других регионов (Соболев и др., 1970).

Реликтовый характер кристаллосланцев устанавливается очень отчетливо. В приконтактных частях с "нормальными" гнейсами двопироксеновые породы превращены также в гнейсы с реликтами моноклинового пироксена. Эклогитоподобные породы сменяются гранатовыми амфиболитами с клинопироксеном.

На сопредельных площадях с описываемыми кристаллосланцами в виде реликтов встречены гнейсы со своеобразными жедрит-гранатовой и эденит-клинопироксеновой ассоциациями,

которые можно считать типичными для высших субфаций амфиболитовой фации. Как и породы гранулитовой фации, эти гнейсы несут следы ретроградного изменения, постепенно сменяясь фоновыми гнейсами гранат-роговообманкового и биотит-роговообманкового состава.

Не исключено, что сонахождение и одинаковое реликтовое положение описанных ассоциаций прямо указывает на существование разновозрастных образований гранулитовой и амфиболитовой фаций. В иной трактовке эти факты могут свидетельствовать о проявлении т.н. "промежуточного" этапа метаморфизма в ступенях амфиболитовой фации, который тем не менее является прогрессивным по отношению к самому позднему.

Возраст самого последнего этапа преобразований датируется вполне определенно, как позднекаледонский (верхний силур-девон). Для становления метаморфических пород в их современном виде этот этап является главным. Позднекаледонский этап метаморфизма и региональная гранитизация обусловили доминирование гнейсов и амфиболитов с ассоциациями амфиболитовой фации как и существование обширных полей мигматитов. Очевидно, именно в позднекаледонский этап произошло "выравнивание" состава всех восточноуральских гнейсово-мигматитовых комплексов с их типичной биотит-амфибол-кварц-олигоклазовой ассоциацией.

В.А.Грачев
УГТУ, Свердловск

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И РАЗМЕЩЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ГОРИЗОНТОВ В САЛДИНСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ

В комплексе выделяются три главные ассоциации, своеобразии которых, помимо характерного набора метаморфических пород, подчеркивается различием стратиграфического уровня и условий преобразований. Со всеми ассоциациями связаны проявления железорудных горизонтов, отличающихся, в свою очередь, своим происхождением.

Самому верхнему уровню разреза соответствует т.н. Истокская ассоциация кристаллических сланцев преимущественно альбит-актинолит-эпидотового, реже альмандин-олигоклаз-роговообманко-

вого составов. Для сланцев характерно частое чередование пестрых по составу разновидностей, что придает им слоистый облик, указывающий на осадочное происхождение. Ассоциация распространена на юго-восточной периклинали комплекса, где позднекаледонские высокоградиентные преобразования пород прошли в ступенях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В последующее время на локальных площадях этой зоны проявился интенсивный калиевый метасоматоз, сопровождавший становление варисцийских гранитов. К площадям микроклинизации приурочено проявление кварц-микроклин-магнетитовых пород и магнетитовых кварцитов. Незначительные размеры оруденения определяются малыми масштабами калиевого метасоматоза, с которым оно генетически связано.

По восточной периферии и в центральных частях комплекса выделяется п и й с к а я а с с о ц и а ц и я г н е й с о в и а м ф и б о л и т о в , являющаяся самой распространенной. Породы ассоциации первично магматической природы слагают серию брахиформных положительных структур, преобразованы в ступенях средних и высших субфаций амфиболитовой фации и вмещают обширные поля мигматитов. Незначительные прослой парагнейсов и параамфиболитов с мраморами встречаются в верхней части разреза, к которой приурочены и горизонты магнетитовых скарнов. Последние образуют серию мелких месторождений в восточной части комплекса. Установлено, что оруденение парагенетически не связано с интрузивными комплексами ("моложе" габброидов нижнего палеозоя и древнее позднепалеозойских гранитоидов), а скорее отвечает заключительной стадии позднекаледонской метаморфической дифференциации.

Нижний стратиграфический уровень представлен Б р о д о в с к о й г н е й с о в о - л е п т и т о в о й а с с о ц и а ц и е й , распространение которой ограничено ядром Салдинского комплекса. Эта ассоциация объединяет породы высших субфаций амфиболитовой фации в виде лейкократовых гнейсов и лептитов - мелкозернистых существенно кварц-олигоклазовых пород. Частое отсутствие признаков полосчатости и малое содержание фемических минералов позволяет классифицировать эти породы как первично изверженные с кислым или сред-

ним составом. Важно отметить, что среди гнейсов и лептитов встречены выдержанные прослои альмандин-роговообманково-магнетитовых кристаллосланцев, образовавшихся по первично обогащенным железом породам.

Приведенное позволяет заключить, что в отличие от первых двух типов оруденения метасоматической природы, Бродовский тип может оказаться гомологом месторождений типа железистых кварцитов, образующих крупные скопления в докембрийских образованиях мира.

Л.И. КОСТИНСКАЯ
ИМГРЭ, Москва

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОРФИРОБЛАСТИТОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И МГА БССР

Сравнительный анализ порфиробластитов (очковых сланцев и гранитоидов) двух разобщенных и разновозрастных регионов: восточного склона Южного Урала в районе Астафьевского месторождения и Житковичского горста на юге Белоруссии - позволили выявить некоторые общие черты в полихронной истории их преобразования.

1. Для порфиробластов обоих регионов характерно наличие нескольких разновозрастных и гетерогенных минеральных ассоциаций: основной ткани, акцессорного комплекса, порфиробласт и гидротермальных новообразований.

2. Основная ткань кварц-слюдяного (Урал) и кварц-полевошпат-слюдяного (БССР) состава метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев и отвечает парасланцам, на что указывает тонкая сортировка материала, морфология акцессориев, а также петрохимический анализ по методу Р.Ниггли. Субстратом для сланцев послужили кварц-полевошпатовые аркозы и кварциты с примесью каолиновых глин, что подтверждается петрохимическим анализом по методу А.А.Предовского.

3. Для скиалитов субстрата (парасланцев) и порфиробластитов по ним в каждом регионе наблюдается четкое соответствие видового состава акцессориев. При этом в процессе порфиробластеза для пород Урала содержание акцессориев в г/т уменьшается.

Зерна акцессорного циркона в парасланцах обоих регионов обладают близкой морфологией. Поверхность зерен шероховатая, ямчатая; зерна иногда угловатые. Преобладают кристаллы гиа-цинтового или цирконового типа розового цвета с удлинением $I,7-2,3:I$. В порфиробластитах по сланцам каждого из регионов наряду с зернами циркона указанной морфологии отмечают-ся регенерированные цирконы.

4. Порфиробласты в обоих регионах представлены кварцем, олигоклазом и микроклином пертитизированным, количество которых колеблется в широких пределах. В порфиробластитах Урала фенокристы достигают 80% объема породы, тогда как среди порфиробластитов БССР они не превышают 50-60%. Морфологические особенности фенокристов одних и тех же минералов из указанных регионов близки.

5. Структуры изученных пород бластические: порфиробла-стовая, кумулобластовая, диабластовая, гелицитовая, крусти-фикационная с гранолепидобластовой и лепидопойкилобластовой структурой основной ткани.

6. Петрохимический анализ обнаруживает однонаправленность процессов метасоматического замещения в сравниваемых породах Южного Урала и юга БССР. При этом в породы субстрата наблю-дается интенсивный привнос щелочей и кремния и вынос фемиче-ских компонентов. Однако, при формировании порфиробластиче-ских гранодиоритов Южного Урала выше активность натрия, тогда как при образовании порфиробластитов Житковичей значительно выше была активность калия.

7. Основные этапы в полихронной истории преобразования пород сравниваемых регионов аналогичны: осадконакопление, региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев, инфильт-рационное метасоматическое замещение. Следовательно, право-мерно предположение, что процесс метасоматоза в Житкович-ских породах, приводящий к образованию порфиробластических очковых сланцев, является частью процесса мигматизации бо-лее глубоких горизонтов горста, так как аналогичный процесс на Урале, как было показано, (Костинская, 1971) является передовым фронтом процесса мигматизации. Косвенным под-тверждением этого служит наличие мигматитов в пределах Жит-ковичского горста.

КАРТЫ МЕТАМОРФИЗМА В ПРАКТИКЕ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОГО ХРУСТАЛЯ

В основе рассматриваемых карт метаморфизма, составленных по некоторым хрусталеносным узлам Южного Урала, положен историко-петрологический принцип, т.е. принцип отображения процессов метаморфизма и метасоматизма во времени и пространстве. Для целей крупномасштабного прогнозирования составлялись карты метаморфизма различных масштабов. Наиболее мелкомасштабные карты: показывают региональные закономерности развития процессов метаморфизма и метасоматизма. В легенде нашли отображение геологические типы и фациальный уровень метаморфизма; их метасоматические формации; метасоматические формации, связанные с постмагматической деятельностью гранитоидных интрузивов. Кроме того, в ней выделены структурно-формационные подразделения первого порядка; крупные структурные элементы (этажи, ярусы, региональные разрывные нарушения); геологические формации.

Карты показывают, что метасоматические изменения, предшествующие и сопровождающие формирование кварцевых жил, развиваются на разных фациальных уровнях, но размещены лишь в пределах площадей проявления прогрессивного регионального метаморфизма. Наиболее мелкомасштабные карты дают возможность рекомендовать для более детального изучения отдельные участки широкого и полного проявления изменений ранней щелочной и кислотной стадий метасоматических процессов.

Крупномасштабные карты метаморфизма составляются для хрусталеносных полей, геологически детально изученных. Легенда карты содержит сведения о метаморфизме и геологическом строении изучаемых площадей: тип метаморфизма, его фациальный уровень, зональность; метасоматические явления, связанные с региональным метаморфизмом, контактовым метаморфизмом и постмагматической деятельностью интрузивов; стадийность, зональность и тип метасоматического процесса; литолого-фациальные комплексы; структурные элементы, геологические контакты, складчатые и разрывные нарушения, глубина эро-

зсионного среза интрузивных пород и т.д. В качестве одного из критериев оценки степени перопективности изучаемых площадей рассматривается масштабность проявлений гидротермально-метасоматического процесса (интенсивность проработки вмещающих пород, их объемы, прогнозные запасы жильной массы и кристаллосырья).

Особенностью наиболее крупномасштабных карт является не только крупность масштаба. Для того, чтобы показать характер развития гидротермально-метасоматической минерализации на глубину, по ряду участков были построены погоризонтные минералогические карты: синезеленой роговой обманки, хлорита, куммингтонита, биотита, кордиерита, силлиманита, мусковита, кианита, андалузита, кальцита, эпидота и серицита. Давая объемное представление, погоризонтные карты позволяют при совокупном анализе других геологических факторов прогнозировать оруденение на глубину.

Для того, чтобы оценить степень благоприятности зон гидротермально-метасоматических изменений для локализации и размещения хрусталеносных кварцевых жил и прогнозную ценность построенных минералогических карт, были составлены карты кварценосности, проанализированные совместно с картами метаморфизма. Уже простое совмещение контуров участков развития хрусталеносных кварцевых жил и зон гидротермально-метасоматических изменений намечает закономерности размещения оруденения в пространстве. Контурны накладываются один на другой, локализуются на определенных площадях, что позволяет произвести дифференцированную оценку каждого из них, что и было сделано по отдельным участкам. Например, на минералогической карте участка Джаман-Акжар четко выделяются зоны хлоритизации, развивающейся на стадии кислотного выщелачивания и сопровождающиеся образованием зон окварцевания с густой сетью кварцевых жилок. Зоны хлоритизации оконтуриваются в виде меридионально вытянутых полос, пространственно совпадающих с аномально повышенными концентрациями хрусталеносных кварцевых жил. Локальные гидротермально-метасоматические изменения по данному участку в совокупности с другими геологическими факторами использовались в качестве основных критериев выделения и оконтуривания квар-

цево-жильных зон и прогнозной оценки жильного поля.

Таким образом, всесторонний анализ карт метаморфизма с учетом всех благоприятных для локализации и размещения хрусталеносных кварцевых жил геологических факторов позволяет дать практические рекомендации по направлению поисково-разведочных работ на всех этапах изучения и освоения хрусталеносных территорий.

Е.М. ЕСЬКОВА
ЛГУ, Ленинград

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН УРАЛА

На Урале, наряду со щелочными интрузивными комплексами, широко и разнообразно представлены щелочные метасоматиты, слагающие около десятка полей. Они известны в трех структурных зонах: Центрально-Уральском поднятии, Тагило-Магнитогорском прогибе и Восточно-Уральском поднятии, в которых приурочены к долгоживущим субмеридиональным, реже субширотным глубинным разломам (или продольным и поперечным зонам их оперения). Нередко щелочные метасоматиты не имеют пространственной или генетической связи с какими-либо интрузивными комплексами.

Общими типоморфными особенностями щелочных метасоматитов всех структурных зон следует считать: 1) локализацию в древних (позднепротерозойских или раннепалеозойских) кристаллических толщах региональных поднятий; 2) преимущественное развитие альбититов над микроклинитами и другими типами метасоматитов; 3) однотипную последовательность развития метасоматических процессов: микроклинизация — альбитизация — окварцевание — флюоритизация — карбонатизация — цеолитизация; 4) высокую K-Na щелочность (часто с преобладанием Na) и постоянную обогащенность летучими (F, CO₂, H₂O, Cl); 5) постоянно высокую концентрацию редких элементов (Zr, Nb, Ta, Th) с локальной обогащенностью Zr, Pb, Mo, Sh.

Отличительные черты щелочных метасоматитов различных зон: 1) возраст (каледонский, герцинский); 2) состав первичного субстрата (апокарбонатные, апосланцевые, апогранит-

тоидные, апоэффузивные, апофенитовые, апомиаскитовые метасоматиты); 3) различный набор отдельных типов метасоматитов в зависимости от характера первичных пород (слюдиты, эгириниты, амфиболититы, микроклиниты, альбититы, кальцититы и др.); 4) состав темноцветных (слюды, пироксены, амфиболы); 5) интенсивность и полнота проявления щелочного метасоматоза; 6) геохимическая специализация.

В настоящее время на Урале четко выделяются две группы щелочных метасоматитов: 1) региональные в тектонических зонах без связи с интрузивными комплексами и 2) локальные в связи с массивами миаскитов. Для первых целесообразно выделение особой формации.

С.Т. АГЕЕВА
ЦИНИГРИ, Москва

МЕТАМОРФИЗМ РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ЮГА ОРЕНБУРГСКОГО УРАЛА И СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР

1. Особенности проявления метаморфизма и метасоматизма в геосинклинальных образованиях Магнитогорского мегасинклинория, как показано С.Н.Ивановым, В.М.Нечеухиным (1969) и А.И.Кривцовым (1969), зависят от специфики тектоно-магматического режима ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон. При этом устанавливается отчетливая зависимость проявления доорогенных метаморфических и метасоматических процессов от режима становления вулканогенных формаций (Кривцов, 1973).

2. Колчедановосная провинция юга Оренбургского Урала и Северных Мугоджар существенно отличается по своей позиции от других колчедановосных зон и районов Ю.Урала (Бородаевская и др., 1973), что определяет специфику доорогенных метаморфических и метасоматических преобразований раннегеосинклинальных вулканогенных толщ, развитых в ее пределах и представленных двумя формациями - базальтовой недифференцированной и липарит-базальтовой контрастной.

3. Базальты недифференцированной формации (S_2-D_I), залегающие на приподнятом сиалическом основании, характеризуются крайне низкой интенсивностью изменений первичного

состава и близки в этом отношении к кайнотипным трапповым образованиям. Преобразования выражаются в слабой хлоритизации вулканического стекла, хлоритизации и актинолитизации пироксенов при сохранности основных плагиоклазов (лабрадор, иногда битовнит).

4. Вулканиды контрастной формации ($D_1-D_2^e$), развитие вблизи магмовыводящих расколов, ограничивающих трюги, характеризуются высокой интенсивностью зеленокаменных преобразований с развитием хлорит-эпидот-актинолитовых агрегатов по стеклу и цветным составляющим и интенсивной альбитизацией плагиоклазов. На отдельных участках наблюдается развитие новообразованных минеральных ассоциаций типа кварц-хлорит-эпидотовой с пиритом, возможно, отвечающих проявлениям средне-температурной пропилитизации. В рудных зонах устанавливаются продукты гипогенного выщелачивания.

5. Широким развитием в провинции пользуются проявления амфиболитизации, вероятно, связанной с интрузиями гранитоидов. Амфиболитизация контролируется как контактами интрузивных массивов, так и зонами глубинных разломов, где, кроме того, устанавливаются амфиболиты с жилами и шширами пегматоидного сложения. Эти преобразования прогрессивной стадии наложены на вышеуказанные, вследствие чего продукты околорудного гипогенного выщелачивания в рудных зонах превращены в метасоматиты кварц-антофиллит-биотит-кордиеритового состава, известные в других частях Урала (Курсан, Тарньер) и на ряде зарубежных месторождений (Япония, Швеция).

6. Преобразования регрессивной стадии постгранитного метаморфизма отражены в широком развитии агрегатов кварца, хлорита, серицита по продуктам более ранних перерождений и зон серицитолитов и хлоритолитов вдоль нарушений.

Н.С. ЯРОСЛАВЦЕВА

ИГН АН КазССР, Алма-Ата

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА ОСНОВНЫХ ПОРОД ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ЗОНЫ МУГОДЖАР

Зеленокаменная зона Мугоджар, расположенная между Ор-Илекским и Восточно-Мугоджарским антиклинориями, представляет собой самую южную, выходящую на поверхность часть

Уральской зоны инициального эвгеосинклинального базитового магматизма.

Вулканогенные породы силура-нижнего девона Зеленокаменной зоны Мугоджар на всей площади их распространения преобразованы процессами регионального зеленокаменного доскладчатого метаморфизма. Особенностью метаморфизма является широкое развитие в породах неравновесных ассоциаций, свидетельствующих о незавершенности процессов изменения.

Минеральные фации последовательно сменяют снизу вверх друг друга, характеризуя различные по глубинности условия метаморфизма.

Термодинамические условия фации зеленых сланцев ($T=300-450^{\circ}$, $P=3-8$ кбар) определяются устойчивостью актинолита и олигоклаза ($7-15\% An$) в вулканитах, субвулканических образованиях и диабазах даек основания эвгеосинклинального разреза (глубина около 4 км). Вверх по разрезу парагенезис актинолит-олигоклаз сменяется парагенезисами хлорит-альбит и хлорит-альбит-пумпеллиит. Образование в породах зеленосланцевой фации пумпеллиита (мугоджарская свита) происходило на глубине не менее 3 км при давлении более 4 кбар (Кумбс, 1960; Маракушев, 1969). Понижение термодинамических параметров (P - менее 4 кбар, T - около 300°) привело к формированию пренит-пумпеллиитовой фации на глубине 1-2 км (куркудукская свита) с преобладающим развитием в верхних частях разреза (милышинская свита, $D_{\frac{1}{2}}$) пренитовой субфации. Эволюция зеленокаменного метаморфизма эвгеосинклинальных образований района (натриевой магматической серии пород) характеризуется закономерным понижением температуры и давления снизу вверх по разрезу и с юга на север по простиранию. Последнее объясняется более глубоким эрозионным срезом на юге и меньшим - на севере района.

Наложенный зональный (соскладчатый) метаморфизм наблюдается в восточной части Зеленокаменной зоны на границе с Восточно-Мугоджарским антиклинорием вдоль Борлинского глубинного разлома (около 150 км по простиранию). Этот тип метаморфизма весьма специфичен и характеризуется образованием массивных и линейных амфиболитов по зеленокаменно-измененным основным эффузивам, диабазам даек и субвулканических

тел и габбро (Ярославцева, 1972) в условиях высокого давления (не менее 8 кбар). В амфиболиты превращены габбро, не только находящиеся в пределах Зеленокаменной зоны, но и расположенные среди древних толщ Восточно-Мугоджарского антиклинория. Поэтому мы связываем метаморфизм с тектонической активностью (поднятием) Восточно-Мугоджарского антиклинория в начальную стадию герцинского геосинклинального этапа, унаследовавшего черты каледонского развития (Абдулин, 1973). Полоса амфиболитов с запада на восток сложена: альбит-эпидот-роговообманковыми амфиболитами со стильномеланом, олигоклазовыми амфиболитами с эпидотом и андезиновыми амфиболитами без эпидота. Сине-зеленый амфибол из этих пород по свойствам и составу соответствует обыкновенной роговой обманке среднетемпературных парагенезисов амфиболитовой фации. По роговой обманке в амфиболитах широко развивается хлорит, характеризующая регрессивную стадию наложенного процесса метаморфизма. Породы зоны амфиболитового метаморфизма смяты в узкие складки с падением крыльев от 65 до 80°.

Локально около интрузивных тел распространен контактовый метаморфизм. С динамометаморфизмом связаны узкие протяженные зоны милонитизации между Зеленокаменным синклиналием и Восточно-Мугоджарским антиклинорием и зоны катаклаза и расслаивания в пределах района. Гидротермальный метаморфизм приурочен к местным тектоническим нарушениям и трещинам различного простиранья и возраста.

Т. Л. НЕЙКУР

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

ПОВЕДЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМА И ЩЕЛОЧЕЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕТАСОМАТИТОВ ЭКЗОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ДЖАБЫК-КАРАГАЙСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

Метасоматические зоны образуют сложные по строению локально проявленные зоны, достигающие мощности до 200 м в породах северного погружения Джабык-Карагайской брахиантиклинали. Развитие зон обусловлено существованием долгоживущих тектонических нарушений, приводящих в соприкосновение блоки древних вулканогенных пород с нижнекарбонными осадочными породами.

Гидротермальный метасоматоз проявляется в три этапа:

- I Ранний этап. Высокотемпературный натровый метасоматоз.
- II Средний этап. Калиевый метасоматоз.
- III Поздний этап. Низкотемпературный натровый метасоматоз.

Крупные метасоматические тела характеризуются проявлением всех 3-х этапов метасоматоза и имеют сложное зональное строение. Состав метасоматитов меняется не только от этапа к этапу, но и в зависимости от глубины формирования и исходных пород зоны (табл. I).

Кремнезем в ранний этап метасоматоза, благодаря высокой растворимости его в высокотемпературных натровых растворах, отлагается только в верхних горизонтах зон на заключительных стадиях альбитизации пород. Появляются зоны интенсивно окварцованных пород и жилы зернистого кварца.

В ходе II этапа метасоматоза кремнезем отлагается преимущественно в нижних горизонтах метасоматических зон, где формируются калишпатсодержащие и слюдяные метасоматиты. По экспериментальным данным К.В.Бэрнема существует температурный предел (в данном случае $\approx 500^{\circ}\text{C}$), после которого резко снижается потенциал калия в гидротермальном растворе, в связи с чем происходит отложение кремнезема совместно с калиевыми минералами. В зонах хрусталеобразования (верхние более низкотемпературные горизонты зон) действительно отмечается не калиевый, а натровый метасоматоз. Одновременно с перекристаллизацией альбититов происходит и перераспределение ранее отложившегося кварца: формируются жилы гигантокристаллического кварца.

В III-ий этап метасоматоза в связи с более низкотемпературным характером процесса ($360-320^{\circ}\text{C}$) карбонатные и углистые породы осадочной толщи стали основными поглотителями кремнезема и источником свободной углекислоты и карбонат-ионов. В зонах существования открытых трещин (пониженное давление) растворимость углекислоты падает, происходит отложение карбонатов, благодаря чему растворы становятся недосыщенными щелочами и SiO_2 , т.е. способными к реакции с кварц-альбитовыми породами и переотложению кремнезема из окружающих породы в пустоты и трещины в виде кристаллов кварца.

Таблица I

Содержание кремнезема и щелочей в лейкократовых метасоматитах

	Тип породы	Количество проб	Содержание компонентов в %				
			SiO ₂	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
Верхние горизонты зон	Исходные вулканогенные породы	4	63,0	1,9	3,0	3,4	3,3
	Альбититы, I этап	8	72,6	1,1	1,3	6,6	0,7
	Альбититы II по альбититам I	6	72,7	0,8	0,8	6,4	0,2
	Альбититы III по вулканитам	5	60,6	4,0	0,6	7,3	5,5
	Альбититы III по альбититам I+II	5	62,7	3,3	1,1	7,2	4,2
	Альбититы III по углисто-филлитовому сланцу	1	70,5	2,1	0,5	6,4	2,4
Нижние горизонты зон	Плагиоклазовые мигматиты, I этап, по основным вулканитам	7	59,8	3,5	2,7	3,5	н/о
	Калишпатизированные мигматиты I + II этап	6	73,0	0,9	4,0	2,8	н/о
	Калишпатизированные мигматиты по осадочным породам	8	71,4	0,6	3,2	4,2	н/о
	Альбитизированные мигматиты, I+II+III этапы по вулканитам	4	70,3	1,1	0,8	6,8	н/о

АЛЮМОКРЕМНИЕВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КОЧКАРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА (Ю.УРАЛ)

Алюмокремниевые метасоматиты Кочкарского метаморфического комплекса, представленные формациями кианитовых кварцитов и хрусталеносных кварцевых жил, развиваются в породах, которые претерпели прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Формирование метасоматических образований происходит в зонах повышенной трещиноватости и сопряжено с этапами хрупких деформаций в период взбросо-надвиговых дислокаций при блоковых и диашироидных перемещениях метаморфических толщ.

В зонах проявления дислокационного метаморфизма (зоны крупных тектонических нарушений, границы блоков, и т.д.), характеризующихся стрессовыми условиями, образуются метасоматиты фации кианитовых кварцитов, представленные кианитовыми, кианит-ставролитовыми разностями. При формировании кианитовых кварцитов Борисовских сопок наблюдается отчетливо выраженная метасоматическая зональность, характеризующаяся выносом всех фемических компонентов и окварцеванием вмещающих пород, при относительно инертном положении глинозема. Породы при этом испытывают значительное уплотнение (от $\omega = 7,70$ до $\omega = 7,24$).

В толще метаморфических пород внутри отдельных блоков в зонах повышенной трещиноватости наблюдается развитие алюмокремниевых метасоматитов фации хрусталеносных кварцевых жил. В развитии этих метасоматитов отмечается отчетливая стадийность, обусловленная эволюцией во времени и пространстве кислотности-щелочности растворов и термодинамическими условиями образования. Выделяются ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная стадии. В раннюю щелочную стадию в условиях сжатия образуются пологосекущие зоны перекристаллизации ставролита и интенсивной мусковитизации биотита, при этом породы уплотняются (от $\omega = 7,67$ до $\omega = 7,35$). Наиболее широко проявлена кислотная стадия, сопровождающаяся образованием кварцевых жил и околожильных изменений. Изучение метасоматических колонк околожильных изменений показало, что метасоматические преобразования характеризуются выносом всех фемических ком-

понентов и окварцеванием вмещающих пород с образованием в центре кварцевой жилы. Формирование собственно кварцевой жилы может идти двумя путями, в зависимости от величины проводящей растворы трещины. При зияющей трещине происходит образование крупно-гигантозернистой жилы выполнения, а при наличии зоны тонких проводников происходит образование мелко-среднезернистой метасоматической кварцевой жилы. Различие минеральных парагенезисов околожилных изменений обусловлено эволюцией температуры и кислотности-щелочности протекающих растворов. К поздней щелочной стадии приурочено образование хрусталеносных гнезд, которые чаще всего имеют наложенный характер. По мере приближения к гнезду отмечается постепенное осветление пород и увеличение пористости за счет выщелачивания кварца и темноцветных минералов. В гнезде, наоборот, наблюдается рост кристаллов кварца, альбита, мусковита, хлорита и других минералов. Окологнездовые и внутригнездовые минеральные парагенезисы отличаются от околожилных парагенезисов по минеральному составу, химизму и кислотности-щелочности формирующих их растворов.

Детальное изучение алюмосиликатных метасоматитов, в частности, формации хрусталеносных кварцевых жил, анализ их минеральных парагенезисов, эволюции их во времени и пространстве позволяет повысить эффективность поисково-разведочных работ.

В.Н. САЗОНОВ

ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА
КОНТАКТАХ ХИМИЧЕСКИ РАЗНОРОДНЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ
УРАЛА)

Исследовались низкотемпературные метасоматические колонки (для внутренней зоны характерен парагенезис кварца с различными карбонатами), развившиеся на контактах: 1) даек гранит- и плагιοгранит-порфиром с серпентинитами (или тальк-карбонатными породами), габбро, диабазами (или диабазовыми порфиритами), пироксен-плагноклазовыми порфиритами; 2) даек альбитофиром с пироксен-плагноклазовыми порфиритами; 3) даек диорит-порфиритом с пироксен-плагноклазовыми порфиритами;

4) серпентинитов с известняками и углисто-кремнистыми сланцами.

Метасоматические колонки развиваются не на всем протяжении контактирующих пород, а лишь на участках наибольшей тектонической ослабленности, каковыми обычно являются места изгибов контактов (как по простиранию, так и по падению) и выхода лестничных кварцевых жил из даек гранит- и плагиогранит-порфиров во вмещающие породы.

Для метасоматических колонок, возникших на контактах химически разнородных пород, устанавливаются признаки биметасоматического образования. Роль биметасоматоза возрастает по мере увеличения контрастности в химическом составе контактирующих пород. При развитии рассматриваемой зональности в обменных химических реакциях между контактирующими породами существенную роль играют Mg , Fe^{+2} , Ca , значительно меньшую - ni , Al , K , Na , а Cr , Ti , P в подобных реакциях участия не принимают.

В колонках, образовавшихся на контактах химически разнородных пород, в направлении от внешней зоны к внутренней отмечается возрастание железистости карбоната, замена в составе последнего Ca на Mg и Mg на Fe^{+2} . Подобные колонки образуются при воздействии кислых растворов, связанных с гранитным магматизмом (Коренбаум, 1967; Омеляненко, 1968; Сазонов, 1970, 1973).

В колонках, образовавшихся на контактах химически разнородных пород, общая мощность метасоматитов, развившихся по более основным породам, всегда больше таковой метасоматитов, сформировавшихся по более кислым породам. Соотношение мощностей тех и других метасоматитов колеблется в пределах от 0,33 до 0,75. Оно максимально для существенно биметасоматических и минимально для существенно избирательно-метасоматических колонок.

Исследование колонок, различающихся по степени метасоматического замещения, показало, что при равных условиях в более основных породах метасоматоз протекает более интенсивно, чем в их более кислых разностях. Следовательно, растворы, вызывающие образование метасоматических колонок на контактах разнородных пород, более равновесны с кислыми (гранит-

порфиры, альбитофиры и др.), чем с ультраосновными и основными (серпентиниты, габбро, диабазы и др.) породами.

Таким образом, при развитии низкотемпературной метасоматической зональности на контактах химически разнородных пород имеет место биметасоматоз, значение которого возрастает по мере увеличения контрастности в химическом составе контактирующих пород.

Ю.Д. ПАНКОВ, В.И. ПЕТРОВ, А.М. ГОГУЛАН

ЧКГРЭ, Челябинск

О ГЕНЕЗИСЕ МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА

1. Тараташский комплекс архейских кристаллических сланцев расположен на западном склоне Южного Урала и приурочен к антиклинорию того же названия. Породы комплекса претерпели метаморфизм гранулитовой фации и интенсивную гранитизацию с плагиогранитным и гранитным этапами.

2. Многие исследователи отмечали пространственную связь магнетитовых кварцитов комплекса с пироксенолитами и из-за полосчатого строения считали те и другие первично осадочными. При проведении детальной геологической съемки установлена разновозрастность этих образований. Более ранними оказались пироксенолиты. Они обычно слагают сплошные тела мощностью до нескольких сот метров. Часто пироксенолиты обогащены магнетитом (до 40-50%) и являются богатой рудой. Текстуры пироксенолитов, в том числе и рудных, массивные или полосчатые. В последнем случае согласно с полосчатостью отмечается кристаллизационная сланцеватость. Структуры пироксенолитов крупно и гигантозернистые.

3. Магнетитовые кварциты образуют полосы и линзы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров и почти всегда залегают среди пироксенолитов, включая и обогащенные магнетитом разности. Выяснение взаимоотношений магнетитовых кварцитов с магнетитовыми пироксенолитами показало, что первые образуются при окварцевании вторых. При этом внутри кварцитов отмечаются многочисленные реликтовые участки пироксенолитов и отдельные минералы их. Важно отметить, что об-

разукорящая при окварцевании кристаллизационная сланцеватость часто несогласна с ранней полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью пироксенолитов. При окварцевании видна структурная неравновесность кварца и пироксенов. Размеры зерен пироксена часто во много раз крупнее зерен кварца. Кварц часто образует в пироксене цепочки мелких зерен, ориентированных согласно с кристаллизационной сланцеватостью кварцитов. Окварцеванию подвергаются также безмагнетитовые пироксенолиты и вмещающие кристаллические сланцы с образованием безрудных кварцитов.

4. Природа пироксенолитов комплекса не совсем ясна. Вероятно, что это не осадочные, а первично интрузивные породы. По химическому составу они близки пироксенитам платиноносного комплекса Урала, отличаясь, главным образом, меньшим содержанием TiO_2 в обогащенных магнетитом разностях. Если это предположение подтвердится, то наиболее ранние метаморфические породы района, образовавшиеся до гранитизации, будут представлены главным образом пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, графитовыми кварцитами и метагипербазитами, а это есть не что иное, как метаморфизованная офиолитовая формация, типичная для ранних стадий развития эвгеосинклиналей.

5. Приведенные новые данные имеют важное практическое значение, так как ориентируют поисковые работы не только на выявление хорошо обнаженных магнетитовых кварцитов, но и на поиски плохо вскрытых и поэтому слабо изученных крупных пироксенолитовых тел, а среди них участков богатых пироксен-магнетитовых руд.

6. Изучение литературы показывает, что аналогичный генезис имеют некоторые месторождения магнетитовых кварцитов Кривого Рога (Князев и др., 1969), Западного Приазовья (Половинкина, 1966), КМА (Гусельников, 1966), Кольского полуострова (Козлов, 1966).

УЛЬТРАБАЗИТЫ

- С. В. Москалева. Металлогения гипербаазитов Урала ... 3
- А. С. Варлаков. Формации гипербаазитов Урала 7
- М. Н. Годлевский, И. И. Эдельштейн, М. М. Ильвицкий.
Пространственно-временная направленность в
развитии гипербаазитового магматизма на
Южном Урале (по геохимическим данным) 8
- А. Б. Дергунов, А. А. Ефимов, Ю. Е. Молдаванцев, А. С. Пер-
фильев, Г. Н. Савельева, А. А. Савельев. Основ-
ные черты строения и структурное положение
габбро-гипербаазитовых массивов Полярного Урала 10
- В. М. Немцович. Сопоставление основных расслоенных
интрузий Урала и Алтае-Саянской области ... 13
- В. И. Ваганов, И. Е. Кузнецов. Взаимотношения между
ультрабаазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-
пироксенит-габбровой ассоциаций в свете
экспериментальных данных 15
- В. И. Ваганов, И. Е. Кузнецов. О термодинамических усло-
виях формирования альпинотипных ультрабази-
тов 16
- Г. Н. Савельева. Метаморфическая зона в ассоциации с
гипербаазитами Войкар-Сынъянского массива 18
- И. И. Никитин. Петрология экзоконтактовых амфиболи-
тов, ассоциирующих с альпинотипными гипер-

баазитами Оренбургского Урала	19
В.И.Магггов. Роль деформации в формировании габброидов и гипербаазитов Хабаровинского массива ..	21
А.И.Гончаренко. О роли пластических деформаций в формировании гипербаазитов складчатых областей	22
А.А.Захаров, А.А.Захарова. О характере внедрения гипербаазитов в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория	24
Б.Д.Магадеев. Геологическая позиция, состав и возраст ультрабаазитовых массивов Вознесенско-Присакамарской зоны (на примере ее центральной части)	26
Т.А.Смирнова, М.М.Ильвицкий. О гетерогенности Кемпирсайского массива ультрабаазитов	29
О.З.Алиева, Ю.В.Смирнов. Типы метаморфизма пород дунит-гарцбургитовой формации и геолого-тектоническая позиция массивов гипербаазитов.....	30
В.Р.Артемов. Стадийность и направленность процесса серпентинизации в уральских гипербаазитах ..	32
И.С.Чадухин, Б.А.Юников. Виды породообразующих серпентиновых минералов	34
З.В.Бахтиярова. Некоторые особенности процессов серпентинизации гипербаазитов Баженовского рудного поля	36

Э. В. Бахтиярова. Хризотил-асбест Бахеновского месторождения (результаты микродифракционного исследования)	39
А. Я. Хмара. Формации антофиллит-асбестоносных ультрабазитов	41
Н. Ю. Васильев, О. И. Кропотова, И. Ф. Романович, В. А. Бобров. Источник углекислоты на Сисертском антофиллит-асбестовом рудном поле по изотопии углерода..	44
О. А. Каплин. Структурно-петрографические факторы контроля хромитового оруденения в пределах Рай-Иаского рудного поля	46
А. А. Савельев. Эволюция хромитов в альпинотипных гипербазитах (Войкаро-Сыньинский массив)	47
Е. П. Царицын. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования	50
Л. Д. Булкин, К. К. Золоев. Дуниты Алапаевского массива и месторождения хромитов, с ними связанные	54
О. П. Сергеев. Медно-никелевое сульфидное оруденение в породах Сахаринского интрузива	56
Д. Н. Салихов. Особенности строения и состав интрузивных тел Худолазовского никеленосного комплекса на Южном Урале	57
Б. В. Перевозчиков. Петрология Вольинского интрузивного комплекса (Приполярный Урал)	59

ГРАНИТЫ

- Ф.А.Летников. Особенности гранитоидного магматизма в геосинклиналях 63
- Ю.В.Марин, С.М.Бескин. Изоморфизм формаций, варианты гранитоидных серий и специфика их металлогении 64
- А.Н.Виноградов, М.И.Дубровский. Уровни глубинности и механизм генерации гранитных магм вулканического типа 67
- О.В.Парфенова, Е.Б.Яковлева. О роли кристаллизации - онной дифференциации в формировании много - фазных магматических комплексов 69
- С.А.Коренбаум, Г.А.Валуи, А.А.Стрижквса. К вопросу связи химического и минерального состава гранитоидов 71
- А.Н.Виноградов, Г.В.Виноградова. Магнетит как индикатор кислородного режима при формировании гранитов 73
- Г.В.Мустафаев. Сопоставление магматизма и металлогении гранитоидных формаций Малого Кавказа и Урала 75
- М.И.Кузьмин, В.И.Коваленко, В.С.Антипин. Тектоническое положение мезозойских гранитоидов различных геохимических типов и связанные с ними явления контактового метаморфизма в

пределах Монголо - Охотского пояса	78
И.А.Загрузина. Водные и маловодные граниты на северо-востоке СССР	79
Л.П.Свириденко. Плагиигранитоиды докембрия и проблемы их генезиса	81
Л.В.Малахова, Д.С.Штейнберг. Типы базальтоидных плагиигранитов	83
К.П.Пильсин, М.С.Рапопорт. Структурно-геологические условия формирования и размещения гранитоидов Урала	85
Г.А.Кейльман, В.Б.Соколов. Геологическая позиция плутонических гранитов Урала	88
Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев, Б.К.Львов. Физические поля главных типов гранитоидных комплексов восточного склона Урала	90
Б.К.Львов. Поэднепалеозойский этап гранитообразования на Урале и принципы формационного расчленения гранитоидов	92
М.С.Рапопорт, И.Н.Бушляков. Геолого-петрологическая характеристика гранитоидов восточного склона Среднего Урала	94
А.С.Емельяненко. Формационная принадлежность и петрология базальт-диабазитовых и габбро-гранитовых ассоциаций на Урале	96

В.Ф.Салтнков. Петрохимические и радиогеохимические особенности гранитоидов Магнитогорского мегасинклиория	98
Н.А.Скопина. Основные черты строения, состава и развития габбро-гранитных массивов Магнитогорского интрузивного комплекса	101
Г.П.Кузнецов, А.И.Левит. Новые данные по гранитному магматизму Кочкарского района	103
А.М.Виноградов. Гравимагнитные поля и форма габбро-гранитных массивов восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория	107
А.Т.Тельгузиев. Габбро-плагиогранитовая формация зеленокаменной зоны Мугодзар	108
М.Б.Аринштейн, М.Н.Анненкова. Петрохимические особенности гранитоидов Мураинского массива и связь с ними образования кварц-амethystовой минерализации	112
И.Т.Самарцев, В.Ф.Бирюков, И.И.Овсянников. Состав и строение Шарташского гранитного массива и связанных с ним дайковых тел	113
С.С.Матвеева, А.В.Миловский, Т.Г.Павлова. О генезисе гранитоидов Ащисайского массива на основе геохимических данных	116
Е.Я.Самаркина, Г.И.Самаркин. Сравнительная характеристика роговых обманок из пород габбро-гранитных и гранитных серий Южного Урала ..	117

- В. А. Чадухина, П. В. Покровский. Особенности ассоциаций акцессорных минералов и элементов - примесей в них из гранитоидов различной формационной принадлежности (на примере гранитоидов Среднего Урала)..... 118
- Б. К. Львов, Н. И. Петрова. Поведение редких элементов в процессах становления и преобразования гранитоидов Мурзинско-Адуйской группы массивов 120
- Н. И. Петрова. Минералого-геохимическая специализация и металлоносность лейкократовых гранитов Урала 122
- А. И. Грабчев, П. В. Покровский, В. А. Чадухина, В. Г. Вигорова, Е. Я. Самаркина. К металлогении Каменско-Адуйского плутона 124
- А. И. Грабчев. Редкометалльные граниты Среднего Урала 127
- Н. А. Ершова, Г. И. Левитан. Особенности гранитоидных формаций восточного склона Среднего и Южного Урала в связи с их золотоносностью 130
- А. Г. Галимов. О связи хрусталеносной минерализации Урала с гранитоидным магматизмом 132
- Н. А. Ершова, Н. И. Бородавский. Уильные породы Кочкарского рудного поля и их соотношение с оруденением 134
- С. С. Карагодин, Л. Я. Берг, О. Н. Грязнов, Б. В. Чесноков, В. И. Чесноков, Л. И. Петрова. Позднеорогенные дайки Аралчинско - Домбаровского рудного

	Стр.
поля и их металлогения	136
Г.А.Глушкова. Геологическое положение щелочных пород в Уфалейском гнейсовом комплексе	138
Г.Ф.Зверева. Пегматиты Слюдяногорского месторождения на Среднем Урале	140
В.Я.Левин, Л.А.Кутепова. Состав и строение нефелин - сиенитовых пегматитов как показатели их ге - незиса	141

МЕТАМОРФИЗМ

В.А.Маркс, В.М.Нечеухин. О выделении метаморфических комплексов в Уральской палеозойской эвгеосин - клинали в связи с тектоникой и магматизмом ..	144
Г.А.Кейльман, В.Б.Болтыров, В.В.Бутин. Геологическая позиция глаукофановых сланцев и эклогитов Урала	146
С.С.Горохов. Происхождение эклогитов Урала в свете геологических и экспериментальных данных ...	147
А.А.Алексеев. Некоторые вопросы петрологии эклогитов Максютинского метаморфического комплекса ...	149
Н.Г.Удовкина. Особенности вещественного состава эклогитов Урала и возможные перспективы их алмазоносности	151
Г.А.Костик. О габброизации диабазов в зелено - каменных зонах Мугодзар	152

С.В.Чесноков. О двух типах гнейсовых куполов Восточно-Уральского поднятия	154
Б.М.Роненсон, В.Я.Левин, И.А.Левина. Ступени петро- генезиса в гнейсово-мигматитовых комплексах	156
Ю.Д.Панков. История геологического развития зональ- ных метаморфических комплексов южной части Сысертско-Ильменогорского мегасинклиория на Южном Урале	157
А.А.Краснобаев, Е.В.Бибикова, Т.В.Грачева. Бело - морский метаморфизм гнейсов Сысертско - Ильменогорского антиклиория	159
А.И.Русин. Ультраметаморфизм и гранитообразование в докембрии Восточно-Мугоджарского антиклино- рия	160
М.А.Касимов. Некоторые вопросы метаморфизма ниже - палеозойских толщ Восточно-Мугоджарского антиклиория	162
В.А.Грачев. Соотношение гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в Салдинском гнейсовом комплексе	164
В.А.Грачев. Петрологические ассоциации и размещение железородных горизонтов в Салдинском мета - морфическом комплексе	165
Л.И.Костинская. Сравнительный анализ порфиробласти- тов восточного склона Южного Урала и Юга БАССР	167

	Стр.
В.Б.Болтыров. Карты метаморфизма в практике прогноза и поисков месторождений горного хрусталя	169
Е.М.Еськова. Щелочные метасоматиты различных структурных зон Урала	171
С.Т.Агеева. Метаморфизм раннегеосинклинальных вулканогенных толщ юга Оренбургского Урала и Северных Мугодзар	172
Н.С.Ярославцева. Типы метаморфизма основных пород зеленокаменной зоны мугодзар	173
Т.Л.Нейкур. Поведение кремнезема и щелочей при формировании метасоматитов экзоконтактной зоны Дабни-Карагайского гранитного массива	175
В.Н.Огородников. Аллюмокремниевые метасоматиты Кочкарского метаморфического комплекса (Ю.Урал)	178
В.Н.Саонов. Низкотемпературная метасоматическая зональность на контактах химически разнородных пород (на примере Урала)	179
Ю.Д.Панков, В.И.Петров, А.М.Гогоулан. О генезисе магнетитовых кварцитов Тараташского комплекса	181

МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА

II

УЛЬТРАБАЗИТЫ. ГРАНИТЫ.
МЕТАМОРФИЗМ.

ИС 18088 ПОДПИСАНО К ПЕЧАТИ 23/IV 1974 г. ФОРМАТ 80x84 1/16
ОБЪЕМ 12,82 ПЕЧ.Л. ТИРАЖ 1000 ЗАКАЗ 773 ЦЕНА 79 КОП.

ЦЕХ № 4 ОБЪЕДИНЕНИЯ "ПОЛИГРАФИСТ",
СВЕРДЛОВСК, УНИВЕРСИТЕТСКАЯ ПЛ., 8

ЦЕНА 79 КОП.

1257