

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМ АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО
ИЛЬМЕНСКИЙ ЗАПОВЕДНИК ИМ. В.И. ЛЕНИНА

**ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ
ГИПЕРБАЗИТОВ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Труды I-го Всесоюзного симпозиума

НОВОСИБИРСК - 1973

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО
ИЛЬМЕНСКИЙ ЗАПОВЕДНИК ИМ. В.И. ЛЕНИНА

552.11

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ
ГИПЕРБАЗИТОВ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Труды I-го Всесоюзного симпозиума

804

НОВОСИБИРСК—1973



УДК 552.11+552.12+552.32

Редакционная коллегия:

Г.В. Пинус (ответственный редактор), С.Н. Иванов, Д.С. Штейнберг,
Н.П. Михайлов, Ф.П. Леснов (ответственный секретарь)

В последние годы резко повзрослел интерес к гипербазитам, пользующимся распространением в различных структурах земной коры. Он обусловлен не только тем, что с гипербазитами связан ряд важных полезных ископаемых, но и той ролью, которую играют эти образования в познании глубинных зон Земли, пока еще недоступных непосредственному наблюдению.

В настоящее время накоплен огромный фактический материал по различным аспектам проблемы гипербазитов складчатых областей, который, однако, интерпретируется исследователями по-разному. Все это вызывает насущную необходимость обсудить, проанализировать и обобщить результаты исследования гипербазитов.

С этой целью по инициативе Всесоюзного петрографического комитета Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР и Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского научного центра АН СССР при участии Ильменского заповедника им. В.И. Ленина проводят I-й Всесоюзный симпозиум по проблемам гипербазитов складчатых областей.

В предлагаемом вниманию читателя сборнике публикуются основные доклады, которые были представлены на симпозиум. В докладах обсуждаются вопросы вещественного состава, петрохимии, металлогении и формационной принадлежности гипербазитов. Отдельные доклады посвящены проблемам взаимоотношения гипербазитов с габброидами, серпентинизации ультраосновных пород, связи гипербазитов с верхней мантией, особенностям состава гипербазитов океанов и т.д.

Ведущее место в большинстве докладов занимают вопросы генезиса гипербазитов и слагаемых ими массивов, выдвигаются и подвергаются критическому рассмотрению различные гипотезы, относящиеся к проблемам происхождения гипербазитов складчатых областей.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА
ГИПЕРБАЗИТОВ

Последние полтора десятка лет геологическая общественность проявляет все возрастающий интерес к гипербазитам и, в частности, к гипербазитам складчатых областей. Ими интересуются не только геологи, занимающиеся изучением вещественного состава горных пород, но и тектонисты, геофизики, геохимики, вулканологи и специалисты других разделов геологии. И это совершенно естественно, поскольку по сумме известных в настоящее время косвенных данных (состав интрателлурических включений в алмазонасных кимберлитах и базальтовых лавах, физические свойства ультраосновных пород и пр.) мы можем утверждать, что из всех групп горных пород гипербазиты наиболее близко отвечают составу вещества верхних частей верхней мантии Земли, то есть той части нашей планеты, где генерируется энергия, проявляющаяся в самых разнообразных геологических процессах, определяющих историю развития Земли.

Повышенный интерес к гипербазитам не мог не сказаться на прогрессе в изучении их. Мы не сделаем большой ошибки, если скажем, что вещество гипербазитов в разных формах проявления их изучено сейчас весьма подробно. Детальное изучение петрохимии и геохимии гипербазитов позволило более целеустремленно заняться выявлением оптимальных условий образования концентраций полезных ископаемых, генетически и парагенетически связанных с гипербазитами. Серьезные успехи достигнуты в области геолого-структурного изучения гипербазитовых поясов в разновозрастных складчатых структурах отдельных регионов Советского Союза и Мира. Современное развитие техники дало возможность оснастить исследователей установками высоких давлений и температур, которые открыли широкий путь для познания закономерностей поведения и свойств вещества в условиях глубинных зон Земли. Уже сейчас мы располагаем сведениями об условиях возможного выплавления базальта из ультраосновного субстрата на разных глубинах и имеем данные по фазовым изменениям различных систем в меняющихся P-T условиях. Все это позволяет создавать варианты моделей взаимодействия вещества верх-

ней мантии и земной коры, воспроизводить различные комбинации распределения вещества по глубинам в вертикальном разрезе и характеризовать различные формы его нахождения. Однако, несмотря на все успехи в области петрологии гипербазитов, мы должны отчетливо сознавать, что решение кардинальных вопросов многогранной проблемы генезиса гипербазитов пока еще не вышло из стадии различных, зачастую взаимно исключающих друг друга, гипотез и предположений. Мы еще далеки от создания теории, которая могла бы удовлетворительно объяснить все разнообразие фактов, с которыми приходится иметь дело исследователю при изучении гипербазитов. Памятуя сказанное, мы должны и впредь не ослаблять своих усилий в деле изучения процессов образования ультраосновных пород и расшифровки механизма формирования гипербазитовых поясов. Идя по этому пути, мы должны умело сочетать практику полевых исследований природных объектов с экспериментальным изучением поведения и свойств вещества в P-T условиях, отвечающих различным уровням верхней мантии, и с теоретическим анализом полученных данных.

Одной из главных и наиболее сложных задач в проблеме гипербазитов является решение вопроса о происхождении ультраосновных пород, формирующих массивы и пояса альпинотипных гипербазитов. Решение его значительно содействовало бы познанию вещества верхней мантии Земли и тех процессов, которые в ней происходят, что, в свою очередь, способствовало бы решению ряда задач теоретического и прикладного плана.

В настоящее время, как известно, существует ряд гипотез, по-разному освещающих происхождение альпинотипных гипербазитов. Каждая из них опирается на ряд особенностей, свойственных гипербазитам. Однако, все они сталкиваются с трудностями и противоречиями, которые выявляются при приложении этих гипотез к конкретным объектам, при анализе геолого-структурного положения гипербазитов, особенностей их состава и структур, взаимоотношений с вмещающей рамой, данными экспериментальных исследований и пр.

Анализ литературы, освещающий вопросы генезиса гипербазитов, выявляет здесь три главные тенденции. Сторонники одной из них последовательно отстаивают магматическое происхождение альпинотипных гипербазитов, доказывая внедрение перидотитового расплава

в силикатную оболочку Земли. Представители второго направления, пытаясь обойти осложнения, стоящие на пути магматистов, связанные, например, с отсутствием следов термального метаморфизма во вмещающих гипербазиты породах и, учитывая характер контактов между гипербазитами и их рамой, обосновывают тектоническое вторжение холодных твердых блоков вещества верхней мантии в земную кору. Наконец, третья — наиболее малочисленная группа исследователей старается доказать метасоматическую природу пород, слагающих массивы альпинотипных гипербазитов. Следует заметить, что некоторые исследователи, отвергая перечисленные выше альтернативные точки зрения на генезис гипербазитов, вместе с тем полагают, что на разных стадиях процесса возникновения ультраосновных пород и формирования гипербазитовых поясов в складчатых областях ведущими факторами могли быть и явления магматизма, и тектоники, и метаморфизма.

Вплоть до последних лет наиболее популярной являлась гипотеза магматического происхождения гипербазитов. Согласно этой гипотезе ультраосновные породы образуются в результате внедрения и кристаллизации в магматической камере в пределах земной коры магмы перидотитового состава. Обсуждаются и разновидности этой гипотезы, допускающие существование перидотитового расплава только на уровнях верхней мантии. В земную же кору в этом случае интродуцировалась не перидотитовая магма, а своеобразная "каша", состоящая, в основном, из кристаллов оливина и небольшого количества межгранулярной жидкости.

В последние годы, в связи с большими успехами, достигнутыми в области изучения геологии дна океанов, широким признанием у нас в стране и за рубежом пользуется гипотеза холодного внедрения перидотитовых блоков в земную кору. В соответствии с этой гипотезой альпинотипные гипербазиты рассматриваются как тугоплавкая фракция вещества верхней мантии, образовавшаяся в результате дифференциации ее субстрата (по типу зонной плавки) и внедрения его в земную кору в твердом или пластичном состоянии под действием тектонических напряжений.

Что же касается представлений о метасоматическом генезисе гипербазитов, в свое время усиленно пропагандировавшихся рядом французских исследователей, то несмотря на достоверные факты наличия среди альпинотипных гипербазитов ультраосновных пород ме-

тасоматического происхождения, эта гипотеза не нашла поддержки среди широкого круга геологов, так как сторонники ее без должной аргументации наблюдающиеся частные явления преобразования ультраосновных пород возводили в ранг общих закономерностей, допуская возможность образования гипербазитов за счет пород окружающей их рамы.

Таким образом, несмотря на различный подход к объяснению генезиса альпинотипных гипербазитов, громадное большинство исследователей считает, что гипербазиты являются производными верхней мантии Земли и что состав их наиболее полно отвечает составу вещества верхней мантии. Этот тезис в настоящее время является совершенно очевидным и доказывается, как мы уже отмечали, геологическими наблюдениями, геофизическими и экспериментальными данными. В этом плане важно подчеркнуть, какие же стороны многогранной проблемы генезиса гипербазитов являются в настоящее время наиболее спорными, ждущими своего решения. На наш взгляд — это, в первую очередь, вопрос о том, в каком виде ультраосновное вещество верхней мантии попадает в земную кору. Решение этого вопроса является наиболее трудным, но и наиболее важным, поскольку с ним связано понимание и трактовка ряда других сторон обсуждаемой проблемы, а именно: а) механизма внедрения гипербазитов в силикатную оболочку Земли; б) время образования гипербазитов в истории развития нашей планеты; в) связь процесса образования гипербазитов с процессом развития геосинклиналей, место их в эволюции последних; г) формационная принадлежность гипербазитов и положение их в ряду других магматических формаций, а также ряд других.

Решение главного из перечисленных выше вопросов — в каком виде вещество верхней мантии интродуцирует в земную кору — фактически сводится к ответу на вопрос, может ли в термодинамических условиях верхней мантии возникать, существовать и перемещаться ультраосновной силикатный расплав, кристаллизация которого привела бы к образованию главных типов пород альпинотипных гипербазитов? Надо сказать, что многие исследователи, часто без достаточных к тому оснований, положительно отвечают на этот вопрос, считая что такая магма может существовать в условиях верхней мантии и интродуцировать в земную кору. Вместе с тем, данные экспериментальной петрологии по плавлению гипербазитов и их ингрессионтов, сведения о распределении температур и давлений в

недрах планеты, современные представления о составе вещества верхней мантии, а также ряд других фактов дают основание другой группе исследователей с большой осторожностью подходить к обсуждению этого вопроса и высказать ряд серьезных критических замечаний в адрес магматистов.

В самом деле, если мы обратимся к известным фактам о глубинах образования магматических очагов в подкоровом слое Земли и о температурах, которые существуют на этих уровнях в верхней мантии, то мы должны будем констатировать, что магмы базальтового состава образуются в мантии на глубинах порядка 100 км (данные сейсмологии). На этом уровне температура субстрата мантии по расчетам Магницкого (1965) составляет 1200–1400°C, что в общем соответствует температуре расплава толеитового базальта. На этих глубинах, где литостатическое давление достигает 30 кбар, температура плавления наиболее легкоплавкого компонента гипербазитов (диопсида) должна быть не менее 1600°C, а форстерита – около 2000°C. Эти цифры свидетельствуют о том, что на том уровне мантии, где генерируются базальтовые магмы, ультраосновной расплав, если учитывать только геотермический градиент, образоваться не может. Увеличение же глубины образования очагов ультраосновных магм не устранит отмеченное выше препятствие, поскольку это повлечет за собой увеличение давления, что в свою очередь вызовет повышение температуры плавления субстрата мантии. Таким образом, для того, чтобы в мантии могли образоваться очаги ультраосновного расплава, помимо тепла, обусловленного геометрическим градиентом, необходимы дополнительные источники тепла или создание на глубинах зарождения магматических очагов аномальных зон пониженного давления, что на этих глубинах вряд ли возможно. Но даже при условии существования дополнительных источников тепла в мантии и образовании в силу этого очагов ультраосновной магмы транспортировка ее в земную кору окажется не возможной из-за очень небольшого температурного интервала солидуса–ликвидуса ультраосновного расплава, так как изменяющиеся при подъеме магмы P–T условия вызовут быструю раскristаллизацию расплава.

Все, о чем было сказано выше, справедливо в применении к "сухим" ультраосновным расплавам. Поэтому сторонники магматичес-

кого происхождения альпинотипных гипербазитов скептически относятся к подобной критике, справедливо утверждая, что наличие воды в системе, отвечающей по составу гипербазитам, кардинально изменит термодинамические параметры этой системы, существующие в "сухом" варианте, и поэтому подобные рассуждения оказываются, как им представляется, не состоятельными.

Все это отвечало бы действительности, если бы можно было быть уверенным в том, что зарождающийся в мантии ультраосновной расплав содержит воду. Однако пока что твердой уверенности в этом нет. Более того, если учесть, что возникновение основных и тем более ультраосновных магм возможно лишь на больших глубинах, то сам этот факт должен предопределить наличие на этих уровнях мантии высоких температур и восстановительной обстановки. В этой ситуации наличие воды в ультраосновном расплаве становится маловероятным, что как будто подтверждается и отсутствием первичных водосодержащих породообразующих минералов в гипербазитах. Если же это так, то при обсуждении любого варианта гипотезы происхождения гипербазитов мы не можем не считаться с двумя главными положениями: а) ультраосновные магмы являются высокотемпературным силикатным расплавом и могут возникать на очень больших глубинах в подкорковых недрах Земли; б) в силу незначительного температурного интервала солидуса-ликвидуса для ультраосновных расплавов они не могут в нормальном тепловом поле Земли в жидком состоянии удалиться на большие расстояния от очагов своего зарождения.

Что же касается альтернативной точки зрения на генезис гипербазитов, объясняющей образование их путем зонной плавки вещества мантии и последующей транспортировки ультраосновных пород в земную кору, то в этой концепции пока еще не все в должной мере разработано и аргументировано. В этом плане мне хотелось бы отметить, что большинство сторонников этой гипотезы сосредотачивает свое внимание не на исследовании процесса образования гипербазитов, а на механизме вторжения их из глубин мантии в земную кору. Однако, если транспортировку гипербазитов в пределах земной коры можно, не вступая в противоречия с известными фактами, обуславливать тектоническими процессами, то для обоснования передвижения твердых блоков гипербазитов в недрах верхней мантии необходима дополнительная аргументация. Надо отметить также, что

и сам процесс зонной плавки для многофазных систем, каковыми являются гипербазиты, еще недостаточно изучен.

В зависимости от того или иного подхода к решению главного вопроса проблемы гипербазитов – в каком виде вещество верхней мантии интродуцирует в земную кору – должны решаться и другие вопросы, в частности, важный вопрос об источниках агентов серпентинизации ультраосновных пород, по поводу которого вот уже много лет ведутся оживленные дебаты, пока не приведшие к единству мнений и выработке удовлетворяющей современное состояние развития науки точки зрения.

С решением проблемы происхождения гипербазитов самым тесным образом связан и вопрос о их формационной принадлежности. Следует напомнить, что еще со времени Заварицкого (1955) ультраосновные ассоциации горных пород по генетическим признакам были подразделены на две главные группы: а) производные собственно ультраосновной магмы, возникающей при селективном плавлении перidotитового субстрата Земли, и б) производные базальтоидного магматизма, являющиеся продуктом дифференциации базальтоидной магмы. В особую группу выделялась ультраосновная – щелочная ассоциация горных пород, проявляющаяся в платформенных условиях. Соболев (1962) предложил для этих природных ассоциаций ультраосновных горных пород собственные наименования – ультрамагбазиты, ультраферрбазиты и ультраалькбазиты. С развитием учения о магматических формациях, в соответствии с представлениями о содержании последних, были выделены четыре интрузивные ультраосновные формации, две из которых – гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая – были отнесены к формациям геосинклинальных этапов развития подвижных зон, а остальные – кимберлитовая и формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатами – к магматическим формациям устойчивых областей (Кузнецов, 1964). В дальнейшем в работах, посвященных ультраосновным магматическим формациям, наметилась тенденция к увеличению числа последних, причем это касалось формаций ультраосновных пород как подвижных, так и устойчивых областей земной коры (Смолин, 1964; Зимин, 1965; Румянцева и др., 1969; Михайлов и др., 1971). Основываясь на материалах отдельных регионов Советского Союза, перечисленные авторы предлагают вместо установленных ранее двух гипербазитовых формаций складчатых областей выделять три, четы-

ре и даже шесть ультраосновных магматических формаций и вдвое увеличить их число для устойчивых областей земной коры.

Нам представляется, что отсутствие единого мнения по вопросу о количестве типов ультраосновных магматических формаций является следствием того, что наблюдающиеся в природе частные сочетания отдельных петрографических разновидностей ультраосновных пород и их количественные взаимоотношения, зачастую обусловленные вторичными, не связанными с становлением ультраосновных массивов явлениями, фиксируемые при изучении отдельных магматических комплексов, ошибочно рассматриваются как постоянные закономерности, свойственные ряду конкретных магматических комплексов, расположенных в различных складчатых областях и сформировавшихся в различное время.

Я думаю, что мы зачастую слишком вольно интерпретируем одно из основных положений в определении геологической, и в том числе магматической, формации, а именно, необходимость не пространственных, а парагенетических связей между породами, их слагающими. Именно этим элементом определения геологической (и магматической) формации подчеркивается, что свойственные каждому формационному типу наборы пород должны определяться условиями их формирования, которые в свою очередь обусловлены общей геологической ситуацией, в которой проявляется данная магматическая формация. Более того, как отмечает Кузнецов "... при исследовании конкретных магматических комплексов и выведении соответствующих им формационных типов мы должны всегда учитывать ту их особенность, что взаимоотношения между породами магматических комплексов всегда более близкие, чем взаимоотношения между породами осадочных формаций, причем в некоторых случаях можно говорить даже о наличии между ними генетических связей" (Кузнецов, 1964, стр. 18).

Если именно с этих позиций мы будем подходить к вопросу о выделении ультраосновных магматических формаций складчатых областей, то, я думаю, что нам удастся довольно быстро преодолеть существующую несогласованность в количестве и содержании выделяемых ультраосновных формаций. Это способствовало бы не только прогрессу в области дальнейшего развития учения о магматических формациях — очень важного направления магматической геологии, но

и повысило бы эффективность решения задач прикладного значения, так как с каждым типом магматической формации генетически связан определенный комплекс полезных ископаемых.

Из приведенного краткого и, вероятно, далеко неполного обзора современного состояния проблемы генезиса гипербазитов складчатых областей, с одной стороны, становится очевидным прогресс в области экспериментальных и петрологических исследований ультраосновных пород, происшедший в последние годы, а с другой, нельзя не констатировать, что мы все еще очень далеки от создания общей теории, которая, опираясь на современные достижения науки и техники, могла бы снять существующие противоречия и найти удовлетворительную трактовку процессов возникновения ультраосновных пород из вещества мантии, а также механизма формирования гипербазитовых поясов. Нам представляется, что решение этих кардинальных вопросов проблемы генезиса гипербазитов складчатых областей определило бы пути решения всех остальных, пока еще дискуссионных, вопросов этой сложной, но чрезвычайно важной для развития геологической науки проблемы.

Главным тормозом в решении поставленных задач является отсутствие достоверных сведений о составе вещества верхней мантии. Для того, чтобы устранить существующее препятствие, необходимо осуществить глубинное бурение, которое достигло бы поверхности МОХО и углубилось в субстрат верхней мантии. Известно, что сейчас работы в этом направлении ведутся как у нас, так и за рубежом. Остается надеяться, что эта задача будет решена, и мы, также как сейчас изучаем породы Луны, будем держать в руках и всесторонне исследовать вещество верхней мантии.

Пока же нам следует всемерно форсировать детальное исследование тех посланцев глубоких недр Земли, которые попадают нам в виде интрателлурических включений в кимберлитовых трубках и микроскопических включений в алмазах. Нам следует также продолжать углубленное исследование с применением новейших физических и химических методов ультраосновных пород и породообразующих минералов гипербазитов континентов и океанического дна, особенно гипербазитов рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

Одной из важнейших задач, решение которой необходимо для создания обобщающей теории происхождения гипербазитов складча-

тых областей, является дальнейшее развитие экспериментальных исследований в области изучения свойств порообразующих минералов гипербазитов при высоких давлениях и температурах для выяснения условий их плавления и кристаллизации, дифференциации и гомогенизации, а также фазовых переходов. Для того, чтобы экспериментальные исследования проводились в условиях, максимально отвечающих природным, необходимо специальное изучение природных условий эволюции ультраосновных и основных силикатных расплавов.

Следует также всемерно развивать моделирование природных процессов внедрения ультраосновного вещества в различных физических состояниях последнего, в условиях высоких температур и давлений. Эти исследования должны сопровождаться решением аналитических задач, определяющих главные параметры механического движения ультраосновного вещества в условиях, максимально приближенных к природным.

Специальные исследования должны в дальнейшем осветить пока неизвестные для нас, но предполагаемые генетические связи продуктов инициального вулканизма подвижных зон с размещенными среди них массивами ультраосновных пород и определить время и место формирования гипербазитовых поясов в процессе развития земной коры.

Так, как нам представляется, могут быть сформулированы некоторые общие задачи дальнейшего изучения проблемы генезиса гипербазитов складчатых областей.

Литература

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.

Зимин С.С. Дунит-верлитовая формация тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихотэ-Алиня). В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области." Наука, М., 1965.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", М., 1965.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф., Москалева В.Н.,

Орлова М.П., Семенов Ю.Л., Шарков Е.В. Петрография Центрального Казахстана, т. 2. "Недра", М., 1971.

Румянцева Н.А., Мазина В.А., Молдавандцев Ю.Е., Сергиевский В.М., Смирнов Ю.Д. Опыт составления уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2500000). Тр. 2-го Уральского петрографического совещания, т. I. Свердловск, 1969.

Смолин П.П. Формационные типы гипербазитов и их минерогения. "Докл. АН СССР" т. 159, № 2, 1964.

Соболев Н.Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд. АН СССР, М., 1962.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР (ИГиГ).

А.А. ЕФИМОВ

О РОЛИ МЕТАСОМАТОЗА В ФОРМИРОВАНИИ ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Введение

В понимании исследователей, придерживающихся концепции магматических формаций, дунит-пироксенит-габбровая ассоциация относится к числу эвгеосинклинальных формаций. Ее объективные особенности состоят в преобладании габброидов, в широком развитии кальциевых гипербазитов - вердитов, пироксенитов - и в относительно небольших масштабах развития дунитов. Месторождения титаномagneтитовых руд и самородной платины определяют ее металлогенический облик. От альпинотипной ассоциации она отличается полным или почти полным отсутствием гарцбургитов.

Образования, относящиеся, по мнению изучавших их исследователей, к дунит-пироксенит-габбровой ассоциации, описаны для многих складчатых областей. Однако все они по масштабам далеки от того, что можем наблюдать на Урале. Здесь известен Платиноносный пояс массивов дунит-пироксенит-габбрового состава, протянувшийся вдоль меридиана 60° в.д. по крайней мере на 900 км. Длительное

изучение, огромные размеры, большое практическое значение оруденения — все это причины того, что Платиноносный пояс Урала считается эталоном, с которым сравниваются все менее значительные проявления той же ассоциации в СССР и во всем мире (Волохов, 1965; Никонов, 1971; Noble, Taylor, 1960; James, 1971).

Изучение Платиноносного пояса в начале и первых десятилетиях текущего столетия связано с именами Дюпарка, Левинсон-Лессинга, Высоцкого и Заварицкого. Представления классиков различались в деталях, но общей для них была ортомагматическая концепция. Единственным исключением можно считать высказанное Заварицким (1928) предположение об образовании пироксенитов путем реакции твердого дунита с жидкой габбровой магмой.

Магматическая концепция считалась общепризнанной в течение нескольких десятилетий. Перелом наступил в 1952 году, когда была опубликована статья Успенского "О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала". По мнению Успенского, все гипербазиты и габброиды образовались на месте зеленых сланцев чисто метасоматическим путем, при воздействии мощного потока глубинных растворов, приносящих энергию и вещество. Позднейшие исследования показали, что главные предпосылки построений Успенского несостоятельны, однако эта работа сыграла крупную роль в развитии представлений о генезисе Платиноносного пояса, положив начало дискуссии о роли метасоматоза в формировании дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. Сейчас, по прошествии 20 лет, многое стало гораздо более ясным.

Контактные явления

Данные по контактовым явлениям в Платиноносном поясе имеют принципиальное значение для понимания общей петрогенетической картины.

Успенским были описаны своеобразные мигматитоподобные породы — "кытлымиты", которые он считал промежуточным продуктом превращения зеленого сланца в габбро. Повторные наблюдения в разрезах, описанных Успенским, а также детальная съемка двух хорошо обнаженных массивов — Кытлымского и Денежина Камня — позволили прийти к заключению, что кытлымиты слагают экзоконтактные

зоны массивов, обычно окаймляя пироксениты (Ефимов, 1962). При этом были установлены резкость контактов и отсутствие постепенных переходов от вмещающих пород к габбро и гипербазитам. Среди кытлымитов не удалось обнаружить никаких следов зеленых сланцев, зато были найдены остатки пироксенит-плагиоклазовых роговиков. Постепенно мы пришли к выводу, что применение к кытлымитам термина "основные мигматиты" нельзя признать удачным и что кытлымиты следует рассматривать как диафториты, сохранившие тонкополосчатую текстуру и гранобластовую структуру пироксен-плагиоклазовых роговиков, образовавшихся в экзоконтактах массивов по вулканогенному субстрату (Ефимов, Ефимова, 1967₁).

Сейчас можно считать установленным, что контактовые роговики распространены в Платиноносном поясе очень широко. Так описанный Воробьевой (1946) для Баранчинского массива "полосчатый инъекционный комплекс" — полный аналог кытлымитовой зоны Кытлымского массива, с той разницей, что процессы диафтореза проявились здесь очень слабо и мы имеем возможность наблюдать безводные парагенезисы. Можно констатировать, что все платиноносные массивы окружены оторочкой высокотемпературных контактовых роговиков, отсутствующей только там, где контакты нарушены тектонически. Наибольшая мощность роговиковых зон установлена вокруг дунитов и пироксенитов, в особенности в тех участках пояса, где внешние ограничения массивов несогласны с общим уральским меридиональным направлением региональных структур. Иногда мощность оторочки роговиков очень мала, до нескольких метров.

В роговиках имеют место собирательная перекристаллизация и метаморфическая дифференциация, приводящие к появлению жилков, слоев и линзообразных тел габбрового облика ("габброизация"). Это дает основание, например, Москалевой (1960), предполагать образование значительных масс габброидов на месте эффузивов. Однако, картирование убеждает в локальности явлений габброизации роговиков.

К настоящему времени контактивно-метаморфические породы отделены от истинных габброидов и гипербазитов почти на всем протяжении Платиноносного пояса. Контуры массивов на геологических картах существенно изменились, многие массивы уменьшились в размерах и расчленились на части.

В итоге изучения контактовых явлений можно сделать два главных вывода: во-первых, резкость контактов и отсутствие постепенных переходов позволяют отвергнуть предположение об образовании гипербазитов и габбро за счет вмещающих пород; во-вторых, существование зоны контактово-термальных пород можно считать доказательством "горячего" контакта: платиноносные массивы были высоконагретыми телами, активно воздействовавшими на вмещающие породы вулканического происхождения.

Генетические комплексы горных пород

804
Когда в конце 40-х годов были начаты первые детальные съемки платиноносных массивов, выяснилось, что взаимоотношения гипербазитов и габброидов меньше всего отвечают стереотипному представлению о массивах, как о дунитовых ядрах, окруженных концентрическими оболочками пироксенитов и габбро. К тому же собирательный термин "габбро" оказался слишком расплывчатым. Выделяется по крайней мере две достаточно резко отличающиеся группы габброидов: в одной из них преобладают меланократовое габбро, очень тесно связанные с гипербазитами, иногда образующие с последними полосатые габбро-гипербазитовые серии, в другой-преобладают однообразные среднезернистые дупироксеновые габбро-нориты. Довольно скоро было установлено, что эти две группы габброидов резко отличаются по составу плагиоклаза: первые содержат анортит, вторые - лабрадор. Две группы габброидов достаточно хорошо различаются геологически и могут быть разделены на геологических картах.

Внимание всех исследователей Платиноносного пояса всегда привлекал вопрос о взаимоотношениях дунитов и пироксенитов, тесно связанных с габброидами первой группы. Не останавливаясь на истории вопроса и на деталях, которые были изложены раньше (Ефимов, Ефимова, 1967_I), следует отметить главное. Подтвердилось предположение Заварицкого (1928) о "реакционном", т.е. метасоматическом, генезисе пироксенитов. При замещении дунита пироксенитом происходит привнос кальция и алюминия; магний и железо дунита вытесняются этими компонентами; сначала появляется клинопироксен, а затем, при возрастании в породах количества алюминия, -

анортит. Генеральная тенденция метасоматоза заключается в постепенном замещении гипербазитов породами с плагиоклазом, т.е. габброидами. Конечная стадия процесса, проявляющаяся в зонах особо высокой проницаемости, выражается в появлении мономинеральных анортитовых пород.

Новые данные существенно расширили представления Заварицкого: замещение дунита пироксенитом рассматривается нами сейчас не как местное явление на контакте твердого дунита и габбровой магмы, а как часть грандиозной по масштабам картины замещения некогда очень крупных дунитовых тел комплексом кальциевых гипербазитов и габброидов. Эта концепция возникла в первую очередь в результате картирования полосатых серий, в которых переслаиваются дуниты, пироксениты и габброиды, как, например, в западных частях Кытлымского и Денежкинского массивов. Все породы этих серий слагают одно структурное целое, а многочисленные дунитовые тела, так называемые "дунитовые жилы", имеющие форму пластов и длинных тонких линз, обнаруживают реликтовую природу. Рассматривая малые дунитовые тела как реперы, указывающие на первичный состав субстрата, мы пришли к выводу, что дуниты слагали некогда тела гораздо больших размеров. Для большинства массивов Платиноносного пояса представляется возможным реконструировать очертания этих первичных дунитовых тел, сложенных сейчас продуктами метасоматоза дунитов — э п и д у н и т о в ы м к о м п л е к с о м.

Вторая крупная группа габброидов — уже упоминавшиеся лабрадоровые габбро — резко отличаются от габброидов эпидунитового комплекса не только отсутствием связи с гипербазитами, но и многими другими особенностями. Их валовой состав постоянен и соответствует составу толеитового базальта. Характерно отсутствие полосатых и такситовых текстур, пегматоидных и грубозернистых структур, мономинеральных и рудных сегрегаций. Эти и многие другие признаки, взятые в совокупности, позволяют предположить, что габбро-нориты Платиноносного пояса в основе своей являются продуктом кристаллизации толеитовой магмы. Обнаруженные в северных массивах пояса признаки нормального интрузивного контакта габбро-норитов с породами эпидунитового комплекса дают основания считать, что внедрение толеитовой магмы произошло после образования

эпидунитового комплекса.

Однако сохранение габбро-норитами всех особенностей, связанных с кристаллизацией из магмы, — скорее исключение, чем правило. В наибольшей степени сохранили свой первично-магматический облик габбро-нориты Кумбинского и Павдинского массивов — это породы, близкие к габбро-долеритам, с отчетливой офитовой структурой, зональным плагиоклазом, высокотитанистым магнетитом и т.д. Но и в этих породах обычно уже отмечается ранний процесс калиевого метасоматоза, выражающийся в развитии новообразований — ортоклаза и биотита (Ефимов, 1971). Дальнейшее преобразование габбро-норитов можно определить как базификацию. На больших площадях распространены габбро-нориты с признаками перекристаллизации. В них появляются гранобластовые структуры, малотитанистый магнетит, уменьшается содержание щелочей. Образуются большие массы габбро-норитов, которые уже не являются ортомагматитами.

Дальнейшая базификация приводит к образованию на месте габбро-норитов очень разнообразной по структурам, текстурам и количественным соотношениям минералов, но выдержанной по парагенезисам серии анортиновых гранобластовых габбро с диопсидом, розовой обманкой, реже с оливином, габбро-пегматитов и анортитовых анортозитов. Эта серия, наиболее хорошо проявленная в Кытлымском массиве, привлекала к себе внимание еще Дюпарка (Duparc, Pearce, 1905), который видел в ней продукт "магматической уралитизации", т.е. реакции выделившегося из магмы пироксена с магматическим остатком. Сейчас есть все основания считать эту серию продуктом метасоматической базификации габбро-норитов (Ефимов, Кууспалу, 1962).

При всем несходстве первичного субстрата дунитов и габбро-норитов конечный продукт их метасоматических превращений одинаков — во всех случаях это мономинеральная анортитовая порода. Таким образом, базификация габбро-норитов представляет собой лишь начальную стадию процесса, фиксирует прохождение "волны" фемических компонентов, в дальнейшем вытесняемых кальцием и алюминием.

Мы называем совокупность горных пород, включающую габбро-нориты магматического типа, перекристаллизованные и частично метасоматизированные габбро-нориты и разнообразные анортитовые габброиды, образовавшиеся по габбро-норитам, э п и г а б б р о -

в н м комплексом.

Таким образом, традиционное представление о Платиноносном поясе Урала как о продукте дифференциации габбровой магмы не находится в соответствии с новейшим материалом. Перейдем теперь к рассмотрению вопросов, вытекающих из изучения этого материала и представляющих более общий интерес.

Природа дунита

Сделанный нами более 10 лет назад вывод о генетической самостоятельности дунитов Платиноносного пояса позволил усомниться в существовании различных генетических типов и формаций гипербазитов. На основании уральских и мировых данных была сформулирована "проблема дунита". Суть гипотезы состоит в том, что все гипербазиты генетически едины, а их так называемые формации — это статистические типы метасоматического преобразования одного и того же мантийного продукта — мирового дунита (Ефимов, 1966).

Для Платиноносного пояса нет или до сих пор не обнаружено признаков существования какого-то еще более древнего субстрата, на месте которого образовался дунит. Однако, природа самого дунита продолжает оставаться в значительной степени неясной. С одной стороны, он оказывает на вмещающие породы высокотемпературное воздействие и слагает тела, которые, по-видимому, однозначно можно трактовать как интрузии (например, дунитовые "трубки" Алданского щита). С другой стороны, сам дунит — это равновесный минеральный агрегат гранобластовой структуры, имеющий вполне метаморфический облик и не несущий признаков непосредственной кристаллизации из магмы.

В самое последнее время нами было изучено распределение двухвалентного железа и магния между оливином и акцессорным хромитом в дунитах Платиноносного пояса. Установлена достаточно хорошо выраженная моновариантная зависимость: с ростом железистости оливина от 6 до II мол. % железистость хромита растет от 50 до 80 мол. % (Ефимов, Царицын, в печати). Дуниты, от самых магнезиальных до самых железистых, образует непрерывный ряд равновесных парагенезисов, в котором не обнаруживаются признаков дискретности. Отсюда следует, что в ряду дунитов мы не можем объектив-

но отделить "первичный дунит" от метадунитов, т.е. железистых дунитов, метасоматическая природа которых сейчас достаточно надежно установлена; не отличаются крайние члены ряда и качественно — по структурам, текстурам и т.д. Из всего этого можно сделать вывод, что, по-видимому, все дуниты Платиноносного пояса суть продукты одного и того же процесса и образовались в одних и тех же физико-химических условиях. По-видимому, первична только химическая субстанция "первичного дунита"; в конкретных же породах, доступных непосредственному наблюдению, мы можем видеть лишь новообразованные парагенезисы. Иными словами, можно считать, что метасоматический процесс, в результате которого образовался эпидунитовый комплекс, захватывал не только краевые зоны дунитовых тел, как это нами предполагалось ранее, а всю массу дунита.

Если этот вывод справедлив, то магматическая природа "первичного дунита" маловероятна. Сумма имеющихся данных гораздо больше согласуется с известным представлением о дуните как о рестите, т.е. тугоплавком остатке, образующемся при выплавлении базальтовой магмы из гипотетического мантийного пиролита.

"Габбровый парадокс" и его петрогенетическое значение

Уже первые массовые определения обнаружили, что лабрадорный плагиоклаз в габброидах магматического типа имеет довольно значительный разброс составов, в то время как в метасоматических анортитовых габбро состав плагиоклаза изменяется в очень узких пределах (Ефимов, Кууспалу, 1962). Дальнейшие исследования позволили конкретизировать эти первые данные и ввести новый объективный критерий для генетического расчленения габброидов — степень равновесности парагенезисов (Ефимов, Ефимова, 1967₂).

Установлено, что все габброиды Платиноносного пояса по степени равновесности плагиоклаза, и, следовательно, парагенезисов, можно разделить на две группы. К первой из них относятся лабрадоровые офитовые габбро (габбро-нориты), ко второй — разнообразные анортитовые габбро метасоматического генезиса. При этом имеет место явление, которое можно для краткости назвать "габбровым парадоксом": габбро первой группы, внешне однородные, с выдержанным валовым и количественно-минеральным составом, внут-

ренне неравновесны, тогда как габбро второй группы – внешне весьма неоднородные, часто такситовые, полосатые, пегматоидные породы, с резкими различиями в химизме вследствие непостоянства количественно-минерального состава, – обнаруживают весьма высокую степень приближения парагенезисов к равновесию.

Открытие "габбрового парадокса" явилось серьезным подтверждением выводов о генезисе различных габброидов, сделанных ранее на основании, главным образом, геологических данных. В самом деле, внешнее и петрохимическое однообразие габбро-норитов при неравновесности парагенезисов свидетельствует в пользу их кристаллизации из гомогенной толеитовой магмы. Химические аналоги габбро-норитов, например, интрузивные траппы, охлаждавшиеся быстро, еще более неравновесны: в них присутствуют закаленные фазы, стекло и т.д.

Высокая равновесность габброидов второй группы – лишний штрих, подчеркивающий их метаморфическую природу. Едва ли почти полную, идеальную равновесность полосатых габбро можно увязать с представлениями о течении вязкой магматической жидкости или об осаждении кристаллов на дне магматической камеры. По-видимому, лишь при высокотемпературном метаморфизме, сопровождавшемся высокой подвижностью вещества, могли создаться условия для полного выравнивания химических потенциалов компонентов в сосуществующих минеральных фазах и во всех без исключения зернах одной минеральной фазы. Метаморфическая природа равновесных габбро подтверждается также появлением в них гранобластовых структур.

Постоянство составов минеральных фаз в равновесных габброидах, очевидно, может быть истолковано только в том смысле, что эти породы представляли собой в момент образования открытые метасоматические системы весьма крупного масштаба, связанные с внешним источником поистине неограниченных возможностей. Никакие магматические тела и коровые источники не могут дать поток агентов, который мог бы, с одной стороны, вызвать колоссальное изменение баланса вещества в исходном субстрате, а с другой – обеспечить почти идеальное выравнивание химических потенциалов в колоссальных массах горных пород. Наиболее правдоподобно предположение о мантийной природе агентов известково-глиноземистого метасоматоза, приводящего к габброизации гипербазитов и к замещению

магматических габброидов метасоматическими.

"Габбровый парадокс" позволяет по-новому взглянуть на одну из самых старых и интересных проблем петрологии — проблему так называемых расслоенных интрузий. Известно, что эти образования чаще всего рассматриваются как результат ритмической кристаллизации габбровой магмы, аккумуляции кристаллов под действием силы тяжести и т.п. Детальные исследования свидетельствуют, что по крайней мере, в некоторых расслоенных интрузиях имеет место такое же постоянство фаз, как и в уральских полосатых габбро, при крайнем непостоянстве количественно-минерального состава пород (Brown, 1956; Hess, 1960). Возможно, что некоторые из них, в первую очередь те, что имеют габбро-гипербазитовый разрез, не являются ортомагматическими образованиями.

Это предположение, в свою очередь, затрагивает фундаментальный вопрос петрологии — о пределах дифференциации базальтовой магмы в земной коре. По-видимому, базальтовая магма может давать обогащенные оливином продукты пикритов, гранитоидные дифференциаты, но в высшей степени сомнительно, что в процессе ее дифференциации могут возникнуть расслоенные серии, в которых чередуются контрастные продукты — от дунитов и хромитовых пластов до анортозитов.

Роль пластических деформаций

Этот вопрос принадлежит к числу тех, которые, по существу, только начинают обсуждаться в литературе (Christensen, 1971; Conquère, 1972; Nicolas et al., 1971).

Геологические наблюдения убеждают в том, что полосатые габбро-гипербазитовые серии образуются при замещении дунитового субстрата по системе параллельных поверхностей; субстрат обладает некоей механической анизотропией и неравномерной проницаемостью, что приводит к неравномерному развитию метасоматоза в разных зонах. Природа первичной анизотропии дунитов весьма предположительно связывалась нами с охлаждением первичных дунитовых тел (Ефимов, Ефимова, 1967_г). Однако сейчас можно сделать более определенные выводы в этом направлении.

Дуниты Платиноносного пояса почти всегда, в особенности

тогда, когда они залегают среди полосатых верлитов, пироксенитов и габброидов в виде пластов и линз, при выветривании обнаруживают плитчатую отдельность, иногда столь тонкую, что порода напоминает по виду тонколистоватый сланец. Микроструктура плитчатых дунитов - обычная гранобластовая и в большинстве случаев равномернозернистая, не имеющая следов механических напряжений. Однако при внимательном изучении обнаруживаются разности со следами бластомилонитовых структур, в которых отчетливо различаются крупные, иногда сохраняющие форму обломков зерна оливина со следами внутренних напряжений и цементирующая их мелкозернистая оливиновая матрица, состоящая из ненапряженных гранобластовых зерен. Тот факт, что такие структуры в дунитах скорее исключение, чем правило, можно объяснить высокой температурой деформации и снятием напряжений путем перекристаллизации. По-видимому, плитчатая отдельность дунитов имеет тектоническое происхождение, т.е. является кливажом течения.

В других породах полосатых серий бластомилонитовые структуры гораздо более часты и местами имеют площадное развитие. У западных контактов Денежкина Камня, в Кытлымском и других массивах обычны порфиривидные пироксениты, в которых, как и в дунитах, различаются крупные напряженные зерна клинопироксена, часто имеющие обломочную форму, и цементирующая их мелкозернистая пироксеновая матрица. Наибольшей выразительности бластомилонитовые структуры достигают в меланократовых габброидах, переслаивающихся с дунитами и пироксенитами и получивших в свое время от Дюпарка специальное название - "тылаиты". В них порфиривидные выделения пироксена, оливина, плагиоклаза часто имеют форму отчетливых обломков и отличаются от цементирующей их матрицы того же состава по размеру иногда в 100 и более раз. Как правило, порфиривидные выделения сохраняют следы интенсивной деформации, в то время, как зерна матрицы свободны от напряжений. Эта особенность тылаитов отмечалась разными авторами и квалифицировалась обычно как следы дробления.

Если связать все это с геологической структурой, то можно констатировать, что в массивах Платиновосного пояса, и главным образом в их западных периферических частях, имеют место габбро-гипербазитовые серии полосатого строения, породы которых по всей

мощности разреза сохраняют в своих текстурах и микроструктурах следы дробления, пластических деформаций и последующей перекристаллизации. Горизонтальная мощность таких серий может достигать 8-10 км. Зоны развития полосатых серий можно рассматривать как зоны пластического течения крупных габбро-гипербазитовых масс, происходившего, судя по парагенезисам пород, при температуре, достаточно высокой, чтобы следы этого пластического течения, сохраняющиеся в текстурах, имели тенденцию исчезать в микроструктурах.

Все это расширяет наши представления о механизме формирования полосчатости, высказанные ранее. Теперь мы можем рассматривать полосчатость как совместный результат ламинарного пластического течения и одновременного метасоматического замещения гипербазитового субстрата. Если это предположение справедливо, то мы должны пойти дальше и признать, что внутренняя структура массивов Платиноносного пояса, по крайней мере, в той части, которая сложена элидунитовым комплексом, есть результат пластической деформации дунитового субстрата, подчеркнутой метасоматозом. При этом хорошо объясняются все особенности внутреннего строения массивов, установленные при картировании, — неидеальность концентрических структур, срезание простираения полосчатости контактами, полная автономность структурного плана массивов по отношению к уральским региональным структурам, несовпадение структурного рисунка массивов с петрографическими контурами внутри них и т.д.

Место и время метасоматического процесса

Два обстоятельства особенно существенны для суждения о месте и времени формирования дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса: горячие контакты массивов с вмещающими породами и тот надежно установленный факт, что метасоматоз не выходит за пределы массивов.

Горячие контакты как будто бы прямо свидетельствуют о магматической природе массивов. Однако, пироксен-плагиоклазовые роговики окружают как предположительно магматические габбро, так и породы, метасоматическая природа которых установлена достаточ-

но строго, например, пироксениты. Снова возникает парадокс: тела метасоматических пород имеют высокотемпературную контактовую оторочку, во многих случаях гораздо более мощную, чем ортомагматические породы. И при этом метасоматоз совершенно не прослеживается во вмещающие породы, как бы обрываясь на контактах. Массивы представляют собой автономные в отношении уровня процессов, химизма и структуры острова, совершенно чужеродные для окружающих их эвгеосинклинальных образований.

Эта сложная и противоречивая картина нуждается в каком-то, пусть пока сугубо гипотетическом объяснении. Наиболее радикальное предположение состоит в том, что дунитовый субстрат был пластически деформирован и метасоматически превращен в эпидунитовый комплекс не в месте теперешнего залегания, а на более глубоких уровнях — в верхней мантии или на границе коры и верхней мантии. Поскольку все эти породы не содержат минералов или парагенезисов высоких давлений, нет оснований считать их образовавшимися на глубинах в 30 и более километров, т.е. под корой континентального типа. По-видимому, они образовались при давлениях не более 5 кбар, т.е. на глубинах едва ли больших, чем 15 километров. Наиболее вероятно предположение о их образовании под корой океанического типа и последующем выведении в уже сформированном виде в пределы коры. Таким образом, внедрение габбро-гипербазитовых тел в виде твердо-пластичных блоков основания древней океанической коры представляется достаточно правдоподобным и не находится в противоречии с новейшими геотектоническими гипотезами (Пейве и др., 1971; Coleman, 1971; Moores, 1970).

Однако такое предположение, очень хорошо объясняющее природу эпидунитового комплекса Платиноносного пояса или массивов альпийского типа, где часто нет никаких признаков магматических габброидов, для объяснения всей картины формирования Платиноносного пояса встречает затруднение: здесь имеются большие массы ортомагматических габбро, на которые накладывается метасоматоз, полностью аналогичный метасоматозу эпидунитового комплекса. Магматические габбро контактируют с недислоцированными силурийскими эффузивами, содержат их ксенолиты, превращают их в роговики и имеют признаки консолидации на том уровне, на котором мы их сейчас наблюдаем. Поэтому приходится допускать протекание в них

мантийного по характеру метасоматоза на уровне коры. Резюмируя, можно сказать, что пока вопрос остается открытым и требует дальнейшего изучения.

Заключение

Из изложенного следует ряд выводов, имеющих общее значение для петрологии габбро-гипербазитовых ассоциаций.

1. Генетическая самостоятельность дунитов, безусловно, не может быть чисто уральским явлением. По-видимому, в дунит-пироксенит-габбровых ассоциациях других регионов дуниты не являются дифференциатами габбровой магмы. Дунит следует считать типично мантийным продуктом, образование которого в пределах земной коры любым путем более чем сомнительно.

2. Дуниты Платиноносного пояса Урала претерпели сложный процесс метасоматического преобразования, в результате чего большая часть первичных дунитовых тел была замещена породами эпидунитового комплекса - кальциевыми гипербазитами и анортитовыми габброидами. Проявления метасоматоза того же типа установлены и в других габбро-гипербазитовых ассоциациях, в частности, в массивах альпийского типа. По-видимому, значительные массы габброидов, сопровождающие гипербазиты в складчатых областях, при ближайшем рассмотрении окажутся возникшими на месте гипербазитов.

3. Явление "габбрового парадокса" подтверждает вывод о метасоматической природе полосатых и такситовых габброидов, сделанный ранее, и позволяет рассматривать сложенные этими породами серии как равновесные метаморфические ассоциации, бывшие в момент образования открытыми метасоматическими системами, связанными с мощным мантийным источником известково-глиноземистых растворов.

4. Полосатые габброиды свойственны всем без исключения габбро-гипербазитовым ассоциациям. Для многих из них констатируется постоянство состава минеральных фаз при крайнем непостоянстве количественно-минерального состава. По-видимому, "габбровый парадокс" имеет универсальное значение, и, возможно, что по крайней мере некоторые из так называемых "расслоенных интрузий", имеющие габбро-гипербазитовый разрез и считающиеся продуктом

контрастной дифференциации базальтовой магмы, не являются ортомагматическими образованиями.

5. По ряду признаков устанавливается, что образование эпидунитового комплекса сопровождалось пластическим течением всех слагающих его горных пород, происходившим при высоких температурах. По-видимому, полосатые габбро-гипербазитовые серии представляют собой совместный результат ламинарного пластического течения и метасоматоза, а внутренние структуры габбро-гипербазитовых массивов следует считать структурами пластической деформации.

6. "Горячие" контакты дунит-пироксенит-габбровых массивов с вмещающими породами, полная автономность их внутреннего строения, химизма горных пород и петрогенетического процесса позволяют считать их образованиями совершенно особого типа, чуждыми земной коре эвгеосинклинальных зон, в которых они сейчас находятся. По-видимому, они представляют собой блоки основания древней океанической коры, внедрившиеся в твердо-пластичном состоянии. Однако пока вопрос о месте и времени формирования дунит-пироксенит-габбровой ассоциации остается открытым и требующим дальнейшего изучения. Решение этого вопроса - задача первостепенной важности, т.к. процессы пластической деформации и метасоматоза свойственны всем габбро-гипербазитовым ассоциациям складчатых и платформенных областей и представляют собой, по-видимому, закономерность глобального масштаба.

Литература

Волохов И.М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области". М., "Наука", 1965.

Воробьева О.А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале. "Изв. АН СССР, сер.геол.", № 5, 1946.

Ефимов А.А. Контактные явления и образование кытлымитов в Кытлымском платиноносном массиве. В сб. "Материалы по геологии и полезным ископ. Урала", вып. 10. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Ефимов А.А. Проблема дунита. "Советская геология", № 5, 1966.

Ефимов А.А. Явления калиевого метасоматоза в габбро-норитах Платиноносного пояса Урала. "Докл. АН СССР", т. 198, № 5, 1971.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 13. М., "Недра", 1967₁.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Генетическое значение степени равновесности габброидов. "Докл. АН СССР", т. 175, № 1, 1967₂.

Ефимов А.А., Кууспалу Т.И. О природе анортитовых габбро Себерьянского Камня и связанного с ними медного оруденения. "Докл. АН СССР", т. 145, № 1, 1962.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. В сб. "Материалы по общей и прикладной геологии", вып. 108. Л., 1928.

Москалева С.В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. В сб. "Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы". М., Изд. АН СССР, 1960.

Никонов О.И. О проявлении габбро-пироксенит-дунитовой формации на северо-западном склоне Кузнецкого Алатау. "Геология и геофизика", № 11, 1971.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Префильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклиальный процесс. "Докл. АН СССР", т. 196, № 3, 1971.

Brown G.M. The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. "Phil. Trans. Roy. Soc. London", Ser B. vol. 240, 1956.

Christensen N.J. Fabric, seismic anisotropy, and tectonic history of the Twin Sisters dunite, Washington. "Bull. Geol. Soc. Amer.", vol. 82, № 6, 1971.

Coleman R.G. Plate Tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. "J. Geophys. Res.", vol. 76, № 5, 1971.

Conquère F. Caractères distinctif et genèse des péridotites associées aux pyroxenolites dans les lherzolites des Pyrénées (Ariège, France). "C.r. Acad. sci.", D274, № 9, 1972.

Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya datcha.

(gouvernement de Perm). Deuxieme memoir. "Mem.Soc. d'hist.nat. de Genève", vol. 34, fasc. 5, 1905.

Hess H.H. Stullwater igneous, Montana: a quantitative mineralogical study. "Mem.Geol.Soc.Amez", 80, 1960.

James O.B. Origin and emplacement of ultramafic rocks of the Emigrant Gap area, California. "J.Petrol.", vol. 12, N^o 3, 1971.

Moore E. Ultramafics and orogeny, with models of the US Cordillera and the Tethys. "Nature" (Gr.Brit.), vol. 228, N^o 5274, 1970.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. "Tectonophysics", vol. 12, N^o 1, 1971.

Noble J.A., Taylor H.P. Correlation of the ultramafic complexes of South Eastern Alaska with those of other of North America and the world. Intern.Geol.Congress.Rept. 21-st Session. Part 13. Copenhagen, 1960.

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР.

А.С. ПЕРФИЛЬЕВ, С.В. РУЖЕНЦЕВ

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГАБРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО КОМПЛЕКСА СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ^{х)}

Проблема генезиса и структурного положения гипербазитов и тесно пространственно с ними ассоциирующих габброидов в последние годы стала объектом интенсивных исследований, главным образом, в связи с новым пониманием геосинклинального процесса. В отечественных и зарубежных работах получили обоснование представления о габбро-гипербазитовом комплексе как фундамента, на котором формируется эвгеосинклиналь. Последняя, таким образом, яв-

^{х)} В расширенном виде материал опубликован в журнале "Геотектоника" № 3, 1973.

ляется структурой океанического типа (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971₁; Васильковский, 1971). В настоящее время достаточно хорошо изучен разрез фундамента эвгеосинклиналей, построенный в целом однотипно в разновозрастных складчатых поясах (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972; Марков и др. 1972). Нижняя его часть — дунит-гарцбургитовая формация, породы которой обычно более или менее сильно серпентинизированы. Выше расположены лерцолиты, верлиты и клинопироксениты и еще выше амфиболитизированное габбро, содержащее скиалиты гипербазитов. Далее вверх по разрезу следует габбро-амфиболиты и амфиболиты, в которых часто наблюдаются реликты первичного вулканогенного субстрата. Амфиболиты перекрываются эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями. Рассмотренный разрез в достаточно полном виде встречается сравнительно редко (Полярный и Южный Урал, Ньюфаундленд, Греция, Кипр, Новая Гвинея, Камчатка).

Гораздо чаще доступны наблюдению лишь отдельные его элементы, тесно пространственно связанные с серпентинитами. Последние образуют однообразные в морфологическом отношении тела, более или менее согласные с вмещающими породами.

Наиболее сложен вопрос о возрасте геосинклинальных гипербазитов. Как правило, их возраст определяется по времени появления в зоне размыва. Однако, как показали многочисленные исследования (Книппер, 1971₁, 1971₂; Морковкина, 1967, 1971; Bailey, McCallien, 1950), обычно наблюдается "холодное" внедрение гипербазитов во вмещающие толщи, не дающее "горячих" контактов. Это заставляет разделять время становления гипербазитов и время их внедрения в верхние горизонты земной коры.

В настоящее время установлено, что в складчатых сооружениях Урала, Южного Тянь-Шаня, Аппалач и Альпийского пояса важную роль играют шарьяжи. В ряде случаев они определяют особенности строения целых тектонических зон, в том числе и эвгеосинклинальных. Формирование покровно-надвиговых структур — процесс длительный. Отдельные периоды разнотипного шарьирования прерывались дифференцированными вертикальными подвижками и образованием неавтохтонов. Формирующиеся таким образом многослойные "пакеты" аллохтонов сминались в морфологически разнообразные складки, которые в свою очередь рассекались более молодыми разломами. Все это не

могло не отразиться на строении тел гипербазитов и габбро в эвгеосинклинальных зонах, характеризующихся покровной структурой. Более того, анализ обширной литературы и личные исследования на Урале, Тянь-Шане и в Альпийском поясе убеждают нас, что вполне определенному эволюционному ряду покровно-складчатых нарушений соответствуют определенные типы габбро-гипербазитовых тел. Пространственное и временное соотношение последних как бы подчеркивает последовательность становления альпинотипных складчатых поясов.

Ранним элементом, возникающим в процессе шарьирования, являются гигантские аллохтонные пластины. Наиболее крупные из них формируются в эвгеосинклинальных зонах. Отслоение аллохтона происходит на больших глубинах по контакту гипербазитов и габброидов или ниже, внутри гипербазитового слоя. Обособившаяся пластина шарьруется по направлению от внутренних частей эвгеосинклинали к внешним, в сторону миегеосинклинальных или платформенных областей. Даже видимые амплитуды надвигания часто достигают огромных (многие десятки км) размеров. Выведенные на поверхность глубинные породы эвгеосинклинального фундамента, сопоставляемые с образованиями верхней мантии и "базальтового" слоя геологического прошлого, слагают гигантские покровы, залегающие на автохтонных отложениях миегеосинклиналей и платформ. Так возникают краевые офиолитовые аллохтоны, часто характеризующиеся простым строением и огромной мощностью. Именно здесь удается наблюдать наиболее полные разрезы габбро-гипербазитового комплекса.

В качестве примера рассмотрим Войкарский массив на Полярном Урале. Породы дунит-гарцбургитовой формации протягиваются с юга на север на расстояние в 300 км (Савельев, Савельева, 1969, 1970). На основании полевых наблюдений, а также анализа гравиметрических данных установлено, что гипербазиты образуют погружающееся к востоку под углом $30-40^{\circ}$ пластообразное тело мощностью 8-10 км. Восточнее (структурно выше) через зону перцолитов, вердитов и клинопироксенитов они постепенно сменяются метасоматическими апогипербазитовыми габбро и габбро-амфиболитами, полосчатость в которых также имеет восточное падение. Мощность габбро-амфиболитовой части разреза равна 8 км. Выше залегают силурий-

ские и девонские вулканогенно-осадочные серии, также имеющие пологое восточное или юго-восточное падение. Как правило, от габбро-амфиболитов они отделены пластовым телом плагиогранитов и гранодиоритов.

Вулканогенно-осадочные отложения выполняют ядро обширной синклинирной структуры. Породы габбро-гипербазитового комплекса в виде четкой полосы оконтуривают ее, слагая западное крыло и северную центриклиналь. Кроме того, в виде отдельных выходов они появляются в ядрах частных антиклиналей внутри поля развития вулканогенно-осадочных серий палеозоя. Таким образом, мы имеем дело с гигантской офиолитовой пластиной, характеризующейся относительно ненарушенным разрезом. Указанная пластина шарьирована к западу, на миогеосинклиналиную зону. Породы автохтона метаморфизованы в амфиболитовой фации. Здесь часто появляются глаукофановые сланцы. Все это указывает на то, что формирование надвига, по крайней мере частично, происходило в глубинных условиях.

Очень близкая картина наблюдается на Ньюфаундленде. Здесь в западной его части в пределах хребта Лонг-Рендж в основании разреза залегают кристаллические породы гренвилльского возраста, трансгрессивно перекрытые ортокварцитами, известняками и доломитами ($C_I - O_2$). Это автохтонные образования. Выше расположены аллохтонные массы, слагающие гигантские синформные останцы (Rodgers, Neal, 1963; Bird, Dewey, 1970; Dewey, Bird, 1971; Tuke, Baird, 1967; Cumming, 1967; Stevens, 1970).

Согласно данным Стивенса (Stevens, 1970) и Вильямса (Williams, 1971) аллохтон построен однотипно и состоит из двух пластин: нижней, представленной граувакками, граптолитовыми сланцами ($C_I - O_2$), и верхней - сложенной породами офиолитовой серии, по-видимому, донижнеордовикского возраста. Разрез последней подробно описан Смитом (Smith, 1958). Снизу вверх здесь обнаружены:

- 1) зеленые сланцы, амфиболиты и гранатосодержащие амфиболиты, испытавшие интенсивные многократные деформации. В их кровле часто развивается тонкая зона серпентинитового меланжа;
- 2) дуниты, перидотиты, пироксениты;
- 3) полосчатые габбро;
- 4) массивные габбро, диориты и кварцевые диориты;

- 5) метавулканыты, насыщенные дайками диабазов;
- 6) основные лавы, связанные постепенным переходом с метавулканытами.

Суммарная мощность разреза около 10 км.

На природу гипербазитов Ньюфаундленда существуют различные точки зрения. Одни авторы (Williams, 1971; Kennedy, Phillips, 1971) рассматривают их как донижнеордовикские интрузивные породы, другие (Uradhayaу et al., 1971) сопоставляют гипербазиты с верхней мантией, а габброиды—с базальтовым слоем Протоатлантики. Однако, все авторы, вне зависимости от представлений на природу габбро-гипербазитового комплекса, рассматривают его как гигантский аллохтон, шарьированный в среднем ордовике из эвгеосинклинальной области в пределы восточного края Северо-Американской платформы минимум на 90-100 км.

Офиолитовый аллохтон Ньюфаундленда дислоцирован относительно просто. Он смят в серию простых крупных складок, осложненных системой крутых взбросов.

Примерами аналогичных соотношений офиолитовых аллохтонов с платформенными или миггессинклинальными образованиями могут служить Симейльсгий покров в Омане (Reinhardt, 1969), гипербазитовый пояс Папуа (Davies, 1968) и Кракинский покров Южного Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1970; Казанцева, 1970).

Как видно из приведенных описаний, отличительной чертой рассмотренных офиолитовых пластин является простая их структура, обуславливающая целостность разреза офиолитовой ассоциации. В известной степени это объясняется тем, что аллохтон шарьируется на территорию платформ, где находится в условиях относительного тектонического покоя. В этом смысле краевые офиолитовые аллохтоны могут рассматриваться как ранние структурные элементы шарьирования, сохранившиеся в относительно ненарушенном виде.

Гораздо чаще, однако, офиолитовые пластины испытывают существенную переработку, выражающуюся в их смятии, дроблении и более или менее сильном меланжировании. В основе такой переработки лежит процесс структурного расслоения комплекса, определяемого главным образом, процессами серпентинизации гипербазитовой его части. Пластичные серпентиниты являются гораздо более подвижным элементом по сравнению с габброидами. Механическая неоднородность

деформируемой толщи приводит к появлению морфологически разнообразного набора структур.

Часто офиолитовые пластины участвуют в складчатых деформациях, причем габбро-гипербазитовый комплекс фундамента и перекрывающие его вулканогенно-осадочные серии образуют морфологически разнообразные, вплоть до гигантских лежачих, складки. В качестве примера рассмотрим строение Хабаровинского массива Сакмарской зоны Южного Урала.

Эвгеосинклинальные толщи ($O_1 - D_2$) Сакмарской зоны слагают останец крупного офиолитового аллохтона, залегающий на миогеосинклинальных отложениях ($D_3 - C_1$) западного склона Урала (Камалетдинов, Казанцева, 1970; Кропачев, 1970; Руженцев, 1971; Ильинская и др., 1972). Покров представляет собой пакет, состоящий из четырех и более (до 7) пластин, смятых вместе в разнообразные складки, рассеченные крутыми разломами. Хабаровинский массив, расположенный вдоль восточной окраины зоны, образует в плане каплевидное тело, вытянутое с юга на север на 25 км при максимальной ширине 15 км. Было установлено (Пейве и др., 1971₂; Ильинская и др., 1972), что гипербазиты, габброиды и амфиболиты слагают нижнюю пластину Сакмарского пакета, смятую вместе с перекрывающими ее пластинами вулканогенно-осадочных отложений ($O-D_2$) в крупную опрокинутую на запад лежащую антиклиналь. В ее ядре обнажены аподунитовые и апогарцбургитовые массивные серпентиниты. Выше следуют полосчатые габброиды и габбро-амфиболиты. Они обычно сильно деформированы и амфиболлизированы, поэтому их первичная природа не установлена. В западной, замковой части антиклинали габбро-амфиболиты вверх по разрезу сменяются полосчатыми амфиболитами и затем активолитовыми сланцами и зеленокаменно-измененными диабазами.

На современном эрозионном срезе в основном сохранилось лишь перевернутое (лежащее) крыло антиклинали. Всяческое крыло и замок наблюдается в южной, более погруженной, части структуры. Габбро-гипербазитовое ядро складки конформно облекается пластиной, сложенной туфогенной толщей косистекской свиты ($O_2 - S_1$).

Иногда между ними сохраняются обрывки пластины, образованной фтанитами (S_{1-2}). Хабаровинская лежачая складка осложнена дополнительными продольными нарушениями, в результате чего в ее

лежащем крыле появляются тектонические окна. В их пределах из-под габбро-амфиболитов вскрыты силурийские вулканогенно-осадочные отложения отмеченных выше пластин.

Таким образом, в рассмотренном случае офиолитовый аллохтон (в том числе и габбро-гипербазитовый комплекс) после своего образования смят в систему морфологически разнообразных, разновозрастных складок. Однако чаще процесс переработки такого аллохтона сводится к дроблению его на отдельные чешуи или клинья. Вдоль плоскостей сместителей в гипербазитах формируются зоны интенсивно рассланцованных серпентинитов. В условиях нарастающих деформаций габбро-гипербазитовый комплекс целиком превращается в серпентинитовый меланж. Процесс этот достаточно сложный и длительный, однако на отдельных примерах можно проследить все его стадии.

Как правило, переработка аллохтона начинается с его подошвы, где в основании относительно ненарушенной габбро-гипербазитовой массы возникает серпентинитовый меланж, образующий линзовидные или пластовые тела различной мощности. Меланж формируется в результате разрушения нижней части пластины при ее движении и представляет собой брекчию, состоящую почти исключительно из глыб габброидов, более или менее серпентинизированных гипербазитов, массивных серпентинитов, заключенных в пластичной, интенсивно-рассланцованной серпентинитовой массе. Глыбы вулканогенно-осадочных отложений верхней части аллохтона, равно как и глыбы пород автохтона встречаются крайне редко. Подобного рода меланж выделяется под названием мономиктового (Пейве и др., 1971₁; Поспелов, Руженцев, 1972).

На Полярном Урале такой меланж изучен Дергуновым, Казаком и Молдаванцевым вдоль северного контакта гипербазитового массива Рай-Из. Так же, как и в Войкарском массиве, гипербазиты и перекрывающие их габброиды слагают здесь основание мощной офиолитовой пластины, надвинутой на мезогеосинклинальные отложения западного склона Урала. Мономиктовый меланж расположен в ее подошве. Его мощность сильно варьирует, не превышая, однако, 150 м. В серпентинитовом цементе включены многочисленные глыбы пород дунит-гарцбургитового ряда, массивных серпентинитов, апо-серпентинитовых карбонатных пород. Значительно реже встречаются

линзовидные тела альбитовых амфиболитов и глыбы пироксен-гранатовых пород. Форма обломков линзовидная и сглаженная. Иногда гипербазиты слагают огромные шары диаметром 3-5 м. Набор глыб по составу, а также мощность меланжа, форма и размеры фрагментов, его составляющих, — все указывает на незначительные масштабы тектонического "истирания" подошвы офиолитового аллохтона.

Более подробно остановимся на строении габбро-гипербазитовой пластины, известной также под названием Тескудук-Чельгиндинского массива. В структурном отношении массив представляет собой цельное бескорневое тело.

По направлению к юго-западу непосредственно в обнажениях видно, как структура пластины меняется. Серпентиниты, первично располагающиеся в ее основании, по трещинам проникают на более высокие уровни. Постепенно пироксенит-габбро-плагиогранитовая часть пластины дезинтегрируется на серию различных по размеру (от I до 100-150 м) блоков, обладающих либо угловатой, либо прямоугольной формой. Далее к юго-западу формы таких глыб становятся более сглаженными, часто округлыми. Глыбы целиком закатаны в серпентинитовую массу. Таким образом, габбро-гипербазитовая пластина целиком превращается в мономиктовый серпентинитовый меланж. Характерно, что последний сохраняет пластообразную форму и находится в той же структурной позиции, что и габбро-гипербазитовый целлик. Серпентиниты не проникают в вышележащие породы, вследствие чего глыбы осадочных пород в меланже встречаются редко.

Мощные зоны меланжа, таким образом, часто возникают в результате полного тектонического разрушения габбро-гипербазитового комплекса основания офиолитовых аллохтонов. По-видимому, к этому типу относится мощная зона серпентинитового меланжа, прослеживающаяся в основании силурийско-девонских толщ Магнитогорского синклинория на Южном Урале. Она отделяет зеленокаменные серии синклинория от докембрийских метаморфических пород Уралтау и состоит из крупных (до нескольких десятков квадратных километров) клиньев, сложенных серпентинизированными перидотитами, габброидами, вулканитами, кремнями и известняками, в серпентинитовом цементе. Кроме того, очень часто встречаются более мелкие глыбы и блоки того же состава. В рассматриваемом случае меланжированию

подвергались не только породы габбро-гипербазитового комплекса, но и вулканогенно-осадочные образования, его перекрывающие.

Крайним случаем разрушения всего офиолитового аллохтона и тектонического перемешивания его остатков с породами перекрывающих и подстилающих пластин может служить зона Ароза в Восточной Швейцарии (Cadisch, 1953). В районе Рэтикена условия обнаженности позволяют видеть, что эта зона представляет собой маломощный (первые сотни метров) тектонический покров, залегающий практически горизонтально. В структурном отношении — это пластина хаотически перемешанных чешуй и глыб, расположенная на контакте двух гигантских аллохтонных масс: нижних и верхних Восточно-Альпийских покровов. Чешуи и глыбы, слагающие зону Арозы, состоят из доломитов триаса, разнообразных известняков и мергелей рэта, юры и мела. Кроме того, встречаются блоки метаморфических пород, радиоляритов, кварцитов, диабазов и спилитов, габбро. Количество серпентинитовой массы сильно варьирует. Местами серпентиниты слагают отдельные линзовидные тела, местами же порода приобретает вид серпентинитового меланжа. Рассматриваемый элемент включает блоки пород офиолитовой ассоциации (вулканыты, радиоляриты и аптиховые известняки), а также доломиты и известняки нижних Восточно-Альпийских покровов и кристаллические сланцы, песчаники, конгломераты, кварцевые порфиры и доломиты верхних Восточно-Альпийских покровов. При этом глыбы, не относящиеся к офиолитовой серии, преобладают.

Мы рассмотрели различные типы формирования серпентинитового меланжа, образующегося вследствие тектонического дробления и перемешивания офиолитовых аллохтонов при шарьировании. Появление пластичной серпентинитовой брекчии играет важнейшую роль в определении конкретной структуры того или иного района (Книппер, 1965). Формирование структуры складчатых зон — процесс длительный. Участие чрезвычайно пластичных и подвижных серпентинитовых масс в процессе деформации обуславливает появление весьма пестрого набора специфических дислокаций.

В результате неравномерного послойного перераспределения серпентинитового мономиктового меланжа происходит локальное его нагнетание с образованием протрузивных куполов. Соответственно в местах оттока серпентинитов формируются компенсационные муль-

ды. Вначале возникают правильные овальные или круглые в плане, симметричные купола, ядра которых сложены мномиктовым меланжем. Подобного рода нарушения широко развиты в южной части Сакмарской зоны Урала, например, Чанчарская и Каргалинская антиформные складки (Руженцев, 1971; Пospelов, Руженцев, 1972). Здесь же установлены случаи, когда серпентиниты прорываются на крылья складок, образуя сложные дискордантные тела. Правильность очертаний куполов нарушается, а серпентиниты обогащаются глыбами вмещающих пород (кремни, известняки, лавы). Характерно, что четко намечается пространственная связь этих глыб с породами, с которыми контактируют серпентиниты. Иными словами отмеченные глыбы имеют местное происхождение и образуются за счет дробления перекрывающих серпентиниты тектонических пластин. Так возникает полимиктовый меланж первой категории, отличительной особенностью которого является сравнительно бедный набор глыб и зависимость их состава от состава вмещающих пород.

Дальнейшее развитие протрузивных структур сводится к слиянию отдельных куполов и образованию кольцевых антиклиналей, окружающих компенсационные мульды. В пределах антиклиналей серпентинитовый меланж образует тела, тянущиеся на многие километры параллельно складчатым нарушениям. Они ветвятся на более мелкие, приобретая сложную конфигурацию. Местами тела так насыщают структуру, что осадочные и вулканогенные породы образуют лишь определенным образом ориентированные клинья, "плавающие" в серпентинитовой массе.

Весь ряд этих структур можно наблюдать в центральной части Сакмарской зоны, в бассейне р. Урал и ее притоков — рек Губерли и Тереклы. Формирование этих структур связано со значительными оттоками серпентинитов из участков компенсационных мульд. Серпентинитовая масса сравнительно легко проникала вверх, прорывая систему тектонических пластин.

Как уже говорилось, формирование покровных структур часто процесс длительный. Существующая система пластин может в дальнейшем удваиваться и сминаться в складки. Естественно, что в этом случае происходит переработка меланжа. События как бы повторяются. Разница заключается в том, что в шарьирование и складчатость вовлекаются ранее возникшие массы полимиктового меланжа. Пос-

ледний играет роль "смазки", располагаясь между тектоническими пластинами осадочных или вулканогенно-осадочных пород, перераспределяясь дополнительно при образовании складок.

В процессе шарьирования полимиктовый меланж первой категории перемешивается, становится более гомогенным. Происходит более или менее существенное перемешивание блоков от места их обособления. В конечном счете могут появиться экзотические глыбы. Так образуется полимиктовый меланж второй категории. Его отличительной чертой является значительная гомогенизация глыб. Наряду с блоками гипербазитов, габбро и амфиболитов, встречаются глыбы всех (или почти всех) типов, развитых в составе адлехтонного пакета. Кроме того, в меланже присутствует экзотический материал. Меланж этой категории характеризуется максимальной раздробленностью, часто совершенной сланцеватостью вмещающих серпентинитов, сглаженной формой глыб. В структурном отношении — это межпластовые тела, дающие начало следующей генерации протрузивных тел, развитие которых мало чем отличается от рассмотренного ранее.

В Сакмарской зоне к полимиктовому меланжу второй категории относятся так называемые Кувандыжский и Косагачский меланжи. Кувандыжский меланж представляет собой серпентинитовую брекчию, состоящую из глыб силурийских кремней, песчаников, диабазов, спилитов, девонских альбитофиров, ордовикских аргиллитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, массивных гипербазитов, апосерпентинитовых карбонатных пород, а также кембрийских известняков и докембрийских кристаллических сланцев.

Косагачский меланж прослеживается в виде непрерывной полосы между габброидами Хабарнинского массива и вышележащими пластинами ордовикских и силурийских пород. Максимальной мощности меланж достигает в замке лежачей антиклинали. Наряду с глыбами гипербазитов, габбро-амфиболитов и амфиболитов здесь появляются глыбы кремней, туффиитов, диабазов, известняков, то есть пород, которыми сложены перекрывающие габброиды и гипербазиты пластины. Кроме глыб присутствуют клинья этих пород мощностью до 100-200 м и протяженностью до 2 км.

В хабарнинской лежачей складке происходило вторичное перераспределение меланжа в связи с ее образованием. По-видимому, на-

гнетанием пластичной серпентинитовой массы в ее замковую часть объясняется увеличение здесь мощности меланжа.

Часто серпентиниты и серпентинитовый меланж приурочены к различным крутым разломам и даже мелким трещинкам, формирующимся, как во время складчатости, так и позднее. Это объясняется тем, что серпентинитовая масса может более или менее полно отжиматься от "материнского" меланжа, проникая в любые зоны дробления.

Приведенный выше материал позволяет утверждать, что гипербазиты, а также генетически и пространственно с ними связанные габброиды представляют собой тектонически выведенные на поверхность глубинные массы, слагавшие первоначально фундамент эвгеосинклинали. Способы их внедрения могут быть различны, однако основными, по-видимому, являются процессы глубинного шарьирования. В дальнейшем офиолитовые аллохтоны испытывают длительную и сложную переработку, приводящую к возникновению частных тектонических пластин и разнообразных меланжей. Степень серпентинизации и меланжирования определяют лишь конкретную морфологию частных структур. Все это указывает на то, что гипербазиты не имеют какого-то самостоятельного значения в структуре складчатых поясов, а лишь подчеркивают ее. Можно сказать, что габбро-гипербазитовый комплекс, являясь частью эвгеосинклинального разреза, в процессе складчатости деформируется, также как и любая стратифицированная толща. Отличие заключается в большей подвижности серпентинитов, что приводит к появлению разнообразных вторичных структур.

В первом приближении намечается следующий генетических ряд: 1 - офиолитовая пластина с габбро-гипербазитовым комплексом в основании; 2 - ее более или менее полное раздробление с образованием мономиктового меланжа; 3 - появление протрузивных офиолитовых куполов, формирование полимиктового меланжа первой категории; 4 - образование полимиктового меланжа второй категории в связи с повторным движением тектонических пластин; 5 - возникновение протрузивных куполов, обусловленное локальным нагнетанием полимиктового меланжа, а также выжимание серпентинитов вдоль крутых разломов.

Мы рассмотрели процессы, определяющие положение габбро-ги-

перобазитовых комплексов в складчатых поясах. Во всех случаях, как нам представляется, главным является процесс шарьирования эвгеосинклинальных образований в сторону прилегающей платформы. Иными словами, здесь наиболее ярко проявлен процесс структурообразования. По-видимому, он является ведущим в формировании эвгеосинклинальных складчатых поясов. Однако не исключено, что в структурах другого типа, например, в мозаичных эвгеосинклинальных областях, положение габро-гиперобазитовых комплексов обусловлено иными тектоническими процессами, которые требуют специального изучения. Поэтому приведенные нами закономерности не могут претендовать на универсальность.

Литература

Васильковский Н.П. О происхождении "базальтового" слоя земной коры. В кн. "Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов". Владивосток, 1971.

Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны Урала. "Советская геология", № 7, 1972.

Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зиларского синклиория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности. Автореферат диссерт. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук, Геол. ин-т АН СССР, М., 1970.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол.т. 45 (4), 1970.

Книппер А.Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1965.

Книппер А.Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа. "Геотектоника", № 5, 1971₁.

Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. "Геотектоника", № 6, 1971₂.

Кропачев С.М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. Вестник МГУ, № 1, 1970.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка) "Геотектоника", № 4, 1972.

Морковкина В.Ф. Габро-перидотитовая формация Полярного Урала. Тр. Ин-та геол.рудн. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1967.

Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентина" в альпийно-типных гипербазитах и его петрогенетическое значение. "Советская геология", № 9, 1971.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Тектоника", № 4, 1969.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. "Докл. АН СССР", т. 196, № 3, 1971.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. В кн. "Проблемы теорет. и региональн. тектоники", "Наука", М., 1971.

Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналей. В сб. "Тектоника", докл. сов. геол. на XXIV сессии МГК, 1972.

Поспелов И.И., Руженцев С.В. Офиолитовый комплекс центральной части Сакмарской зоны Южного Урала. "Докл. АН СССР", т. 203, № 1, 1972.

Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. В кн. "Проблемы теоретич. и регион. тектоники". "Наука", М., 1971.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрология и хромитовосность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. 2-го Уральского петр. совещ., т.2, Свердловск, 1969.

Савельева Г.Н., Савельев А.А. Гипербазиты южной части Войкаро-Сыньинского массива. В сб. "Матер. по геол. и пол. ископ. СВ Европейской части СССР", сб. 6, 1970.

Bailey E., McCallien W.J. The Ankara melange and the Anatolian thrust. "Nature" (1), vol. 166, № 4231, 1950.

Bird J.M., Dewey J.F. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian Orogen. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 81, № 4, 1970.

Cadisch J. Der Bau der Schweizeralpen. Zürich, 1953.

Cumming L.M. Platform and klippen tectonics of Western Newfoundland. Univ. Toronto Press, 1967.

Int. Geol. Congr., sec. 1, Prague, 1968.

Dewey J.F., Bird J.M. The origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. J. Geophys. Res., vol. 76, N^o 14, 1971.

Kennedy M.J., Phillips W.E. Ultramafic rocks of Burlington peninsula, Newfoundland. Geol. Ass. Proc. Canada, vol. 24, N^o 1, 1971.

Reinhardt B.M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline. Schweiz. Min.Petrog. Mitt., vol. 49, N^o 1, 1969.

Rodgers J., Neale E.R.W. Possible "Taconic" Klippen in Western Newfoundland. Am. J. Sci., vol. 261, N^o 8, 1963.

Smith C.H. Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland, Geol. Surv.Canada, Mem.290, 1958.

Stevens R.K. Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on Proto-Atlantic Ocean. Geol.Assoc.Can.,Spec.Paper. N^o 7, 1970.

Tuke M.F., Baird D.M. Klippen in Northern Newfoundland. Univ. Toronto Press, 1967.

Upadhyay H.D., Dewey J.F., Neale E.R.W. The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland: Appalachian oceanic crust and mantle. Geol.Ass.Proc.Canada, vol. 24, N^o 1, 1971.

Williams H. Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation. Proc. Geol.Assoc.Can., vol. 24, N^o 1, 1971.

Геологический институт АН СССР (ГИН).

Ф.П. ЛЕСНОВ, Г.В. ПИЛУС, В.В. ВЕЛИНСКИЙ

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ГАББРОИДОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Проблема взаимоотношения ультраосновных и основных пород в складчатых областях давно привлекает к себе внимание исследователей, а в последнее время она стала особенно актуальной. Это

вызвано в первую очередь появлением большого количества новых материалов о строении и составе массивов, в которых наблюдается тесная ассоциация названных горных пород, что в свою очередь позволяет по-новому подойти к вопросам генезиса этих геологических объектов.

Как известно, многие исследователи рассматривают комплексы ультраосновных и основных пород складчатых областей в качестве продуктов инициального магматизма геосинклиналей фемического профиля, обычно называемых эвгеосинклиналями. Еще в начале века, с момента выхода в 1905 г. известной обобщающей работы Штейнманна, встречающаяся в складчатых областях ассоциация гипербазитов, габброидов и вмещающих их осадочно-вулканогенных пород получила название офиолитовой формации. В составе последней гипербазиты и габброиды слагают как самостоятельные, так и сопряженные в пространстве тела, размещение которых в пределах складчатой области контролируется одними и теми же разломами глубинного заложения. Несмотря на то, что со времен Штейнманна трактовка генезиса отдельных членов офиолитовой формации претерпела значительную эволюцию, чему в значительной мере способствовало накопление большого фактического материала по полевым и экспериментальным наблюдениям, но и в наши дни проблема генезиса ультраосновных и основных пород складчатых областей все еще является остро дискуссионной. И, пожалуй, одним из наиболее сложных вопросов этой проблемы является вопрос о происхождении сложно построенных базит-гипербазитовых массивов, в которых ультраосновные и основные породы образуют единую ассоциацию и которые принято относить к дунит-пироксенит-габбровой и подобным ей формациям, возникающим, как полагают многие исследователи, в ходе дифференциации базальтовой магмы. Решению этого вопроса в значительной степени способствуют детальные исследования характера взаимоотношений между ультраосновными и основными породами в такого рода телах. Обобщению некоторых результатов этих исследований и посвящен настоящий доклад.

Многолетние исследования массивов, в строении которых принимают участие ультраосновные и основные породы, проводимые нами в восточных районах СССР, свидетельствуют о том, что существуют два основных типа контактов между телами, сложенными этими поро-

дами (Пинус и др., 1973). Контакты первого типа отличаются резким переходом от тела, сложенного гипербазитами, к телу, сложенному габброидами. При детальном изучении контактовых зон этого типа в них удается обнаружить целый ряд признаков, свидетельствующих об интродировании гипербазитов габброидами. К числу таких признаков относятся наблюдаемые в габброидах эндоконтактные зоны закалки, ксенолиты гипербазитов в габброидах, а также апофизы последних, проникающие в тело гипербазитов. Все это указывает на более молодой возраст габброидов по отношению к ассоциирующим с ними гипербазитам, а также на их ортомагматическое происхождение. Гипербазиты в экзоконтакте также испытывают определенные изменения, что проявляется, главным образом, в образовании аллометаморфических антигоритовых серпентинитов, реже — в амфиболитизации и отальковании ультраосновных пород. В результате последующих наложенных процессов в зонах подобных контактов как гипербазиты, так и габброиды претерпевают сложные изменения с образованием за счет серпентинитов таких пород, как актинолититы и нефриты, а за счет габброидов — различных по минеральному составу кальциево-силикатных пород, в частности, родингитов. Тем не менее, несмотря на ряд осложняющих факторов, в зонах контактов охарактеризованного типа факт существования временного перерыва между становлением гипербазитов и габброидов не вызывает сомнений.

Более сложные взаимоотношения между гипербазитами и габброидами имеют место в случае контактов второго типа. В таких контактовых зонах обычно наблюдаются постепенные переходы от гипербазитов к габброидам, причем сложная перемежаемость тех и других создает впечатление расслоенности (стратифицированности) интрузивов. Интрузивы именно с таким характером контактов между гипербазитами и габброидами послужили фактическим основанием для выделения среди магматических образований складчатых областей особого генетического типа дифференцированных плутонов дунит-пироксенит-габбровой магматической формации (Кузнецов, 1964). В этой связи представляет интерес более подробно охарактеризовать контактовые взаимоотношения гипербазитов и габброидов, наблюдаемые в случае контактов второго типа.

Этот тип контактов весьма многообразен в своем проявлении, что зависит от многих причин: от количественного соотношения

масс гипербазитов и габброидов в интрузиве, от степени его эрозийного среза, от морфологии контактовых поверхностей, от характера динамоморфизма гипербазитов и т.д. Однако общая черта всех подобных контактовых зон заключается в том, что между гипербазитами с одной стороны, и габброидами - с другой стороны, всегда присутствуют промежуточная ассоциация горных пород, которые по своему химическому составу, минеральным парагенезисам и другим признакам как бы наследуют разделяемые ими в пространстве гипербазиты и габбро. Разнообразие интрузивов описываемого типа в значительной мере определяется масштабностью проявления ассоциации переходных пород, а также характером представленных в них минеральных парагенезисов.

Минеральные парагенезисы пород переходных зон определяются четырьмя главными породообразующими минералами - оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и плагиоклазом, количественные содержания которых варьируют в широких пределах. Для присутствующих здесь горных пород весьма характерно сочетание в одних типах - преобладающих оливина и пироксенов при резко подчиненной роли плагиоклаза (плагиоклазосодержащие гипербазиты), а в других - преобладающего плагиоклаза при подчиненной роли оливина и пироксенов (анортозиты, троктолиты и т.д.). Все эти породы отличаются не только различным количественно-минеральным составом, но и крайне неоднородным структурным и текстурным рисунком. Различные сочетания перечисленных выше минеральных парагенезисов создают пеструю картину внутреннего строения переходных зон. Местами наблюдается сложное чередование бесполовошпатовых гипербазитов или меланократовых габброидов с более лейкократовыми, существенно плагиоклазовыми разновидностями. В этом случае чередующиеся участки различного состава иногда имеют удлинненно-уплощенную форму и располагаются субпараллельно друг другу. Однако наиболее часто такие участки имеют неправильную, угловатую, линзовидную или округлую форму и меланократовый, преимущественно гипербазитовый состав, а окружающая их масса состоит из более лейкократового материала (троктолиты, оливиновые габбро, анортозиты). В зависимости от типа распределения химических минералов и плагиоклаза характер границ между меланократовыми участками и связующей лейкократовой массой изменяется от резкого до постепенного. Нередко

можно наблюдать, что меланократовые гипербазитовые участки отчетливо секутся лейкократовыми, существенно плагиоклазовыми прожилками.

Переходные зоны отличаются невыдержанностью своего строения и состава как по простиранию, так и по падению. В большинстве плутонов отсутствует четкая закономерность в пространственном расположении гипербазитовых, меланократовых и лейкократовых участков по отношению к контурам самого базит-гипербазитового тела. Гипербазитовые участки встречаются как в центре интрузивов, так и по периферии причем в отличие от широко распространенных представлений, они нередко располагаются не под габброидными телами, а над ними.

Мы уже отмечали, что в породах переходных зон часто имеет место неравномерное распределение минералов, чем обусловлена их такситовая текстура. Особенно наглядно последняя проявляется в различных полевошпатовых ультраосновных породах. Плагиоклаз в них часто образует различные по очертаниям и размерам кучные скопления, либо распределен в виде неправильных по форме, порой очень крупных порфиробластических выделений, лишенных кристаллографических очертаний. Во многих случаях в этих породах зерна плагиоклаза имеют струйчатое распределение, сменяющееся отчетливыми прожилками плагиоклаза. Подобного рода такситовые полевошпатовые гипербазиты постепенно, а иногда и резко, по мере увеличения количества плагиоклаза, сменяются оливиновыми габброидами с более равномерным распределением ксеноморфных выделений плагиоклаза, которые по своему составу отвечают троктолитам.

Вместе с тем в переходных зонах некоторых базит-гипербазитовых интрузивов могут отсутствовать полевошпатовые гипербазиты, а на их месте располагаются существенно оливин-клинопироксеновые породы. В ряде ассоциаций мощности переходных зон невелики и в них не наблюдается перемежаемость участков ультраосновных и основных пород. В таких телах становятся вполне явными интрузивные взаимоотношения гипербазитов и габброидов, представленных обычно габбро-норитами. При этом по серпентинизированным гипербазитам образуются апогипербазитовые, более свежие по сравнению с исходными ультраосновные породы, преимущественно верлиты, а также жилы, линзы и достаточно мощные полосы клинопироксенитов.

По мере удаления от контакта с габбро среди гипербазитов появляется так называемый полосчатый комплекс, представляющий собой субпараллельно ориентированные пироксенитовые полосы различной мощности, залегающие среди исходных серпентинизированных гипербазитов. Еще дальше от контакта с габбро полосчатый комплекс сменяется неизменными альпинотипными гипербазитами. В этой связи следует подчеркнуть, что пироксенитовые оторочки нередко обнаруживаются в экзоконтактных частях габброидных апофиз, проникающих от основного тела габброидов вглубь тела гипербазитов, а также вокруг ксенолитов гипербазитов в эндоконтактных зонах габброидных интрузивов.

В настоящее время по многим базит-гипербазитовым ассоциациям складчатых областей разными авторами выполнены детальные петрохимические исследования (Белоусов, 1967; Леснов, 1972; Морковкина, 1967; Михайлов и др., 1971; Пинус и др., 1973; Волохов и др., 1972; Горбунов, 1969). Анализ этих материалов показывает, что почти всегда выдерживается одна общая закономерность, которая заключается в бимодальном характере кривых распределения содержания петрогенных компонентов во всей совокупности пород, слагающих базит-гипербазитовые ассоциации. При этом один из максимумов на кривых распределения отвечает среднему содержанию этих элементов в гипербазитах, а второй — в габброидах. В промежутках между указанными максимумами располагаются значения содержаний элементов, отражающих их концентрацию в породах переходных зон. Подобный характер распределения петрогенных элементов может указывать на гетерогенную природу породных ассоциаций (Белоусов, 1972).

Интересные наблюдения, проливающие свет на особенности состава пород переходных зон, сделаны были при изучении состава и свойств слагающих их минералов-оливина, пироксенов и плагиоклаза. Оказывается, что при весьма резких колебаниях количественно-минеральных составов пород из различных участков переходных зон, в том числе и вкрест простираения полосчатых комплексов, составы породообразующих минералов этих пород изменяются в относительно узких пределах. Кроме того обнаружено, что в плагиоклазовых дунитах и перидотитах плагиоклаз имеет меньшую основность, чем в залегающих здесь же богатых плагиоклазом троктолитах. Эти фак-

ты находятся в противоречии с реакционным принципом Боуэна и вообще с представлениями о том, что подобные полосчатые комплексы образуются путем последовательного аккумулярования зерен различных минералов в ходе дифференциации базальтового расплава. Данные о составе плагиоклаза, полученные нами на ряде массивов Северо-Востока СССР и Бурятии, подтверждаются данными Мияширо (Miyashiro, 1966), указывающего, что в плагиоклазовых гипербазитах базит-гипербазитового комплекса Хороман (Япония) по мере роста железистости породы основность представленного в них плагиоклаза не уменьшается, а увеличивается. В этой связи Мияширо, ссылаясь на Ноколдса, отмечает также, что в среднем дуните нормативный состав плагиоклаза отвечает олигоклазу.

Но если различия пород, слагающих переходную зону, в основном, сводятся к различному их количественно-минеральному составу, то совсем иная картина выявляется при сравнении состава плагиоклазосодержащих пород переходных зон с габброидными породами, слагающими всю остальную часть интрузива. Оказывается, что помимо отличий структурно-текстурного порядка, о чем уже говорилось выше, плагиоклазовые породы переходных зон отличаются почти повсеместным присутствием оливина, который, судя по целому ряду признаков, имеет ксеногенную природу. Здесь же следует отметить, что среди оливиновых габброидов переходных зон часто наблюдаются ксенолиты гипербазитов, в различной степени переработанные основной магмой. Весьма существенно, что среди акцессорных минералов оливиновых габброидов переходных зон нередко обнаруживается хромшпинель, в то время как за пределами переходных зон габброиды обычно не содержат этот минерал.

Важно отметить и еще одну особенность оливиновых габброидных пород переходных зон. Она заключается в том, что в них широко распространены келифтовые оторочки, располагающиеся на контактах зерен плагиоклаза и оливина и обычно сложенные амфиболом. В габброидах, залегающих за пределами переходных зон, лишь иногда наблюдаются венцовые структуры.

Помимо различий петрографического характера габброидные породы переходных зон и остальной части плутонов отличаются и по целому ряду типоморфных признаков слагающих их минералов. Так сравнительное изучение плагиоклазов из соответствующих разновидностей габброидных пород некоторых базит-гипербазитовых ассоциа-

ций Северо-Востока СССР показало, что различия этого минерала проявляются и в особенностях распространения криптоантипертитовых вростков калишпата, и в частоте встречаемости тех или иных законов двойникования, и в характере распределения различных микродефектов кристаллической структуры и, наконец, в содержании тех или иных элементов — примесей и форме их вхождения в кристаллическую структуру минерала. Следует особо отметить, что как для минералов, так и в целом для габброидных пород переходных зон присущ своеобразный геохимический спектр, характеризующийся присутствием в них относительно повышенных содержаний таких элементов, как хром, никель, кобальт и другие.

Перечисленные выше различия двух типов габброидных пород базит-гипербазитовых ассоциаций, выделяемых как по петрографическим признакам, так и по топоморфизму представленных в них минералов, не могут не отражать определенных различий в условиях их образования. Специфика этих условий пока еще не полностью выяснена, как и не расшифрована физическая природа процессов, приводящих к формированию двух типов габброидов. Сейчас можно высказать лишь общие суждения по этому вопросу.

Из приведенных данных следует, что не только ультраосновные члены переходных зон, но и представленные в них габброиды несут определенные черты отличия от соответствующих им по составу пород, слагающих сопряженные в пространстве тела ультраосновных и основных пород. Как уже было отмечено выше, породы переходных зон сочетают в себе признаки, свойственные как породам альпинотипных гипербазитов, так и породам интрузирующих последние габброидных массивов. В то же время породы переходных зон обладают целым рядом структурных и текстурных признаков, не свойственных собственно магматическим породам и в то же время более характерных для пород гибридного, метаморфического происхождения. Наконец, в породах, переходных зон нередко обнаруживаются такие парагенезисы минералов, которые не согласуются с реакционным принципом Боуэна, определяющим процесс дифференциации силикатного расплава. Все это вместе взятое приводит нас к выводу о том, что широко распространенное среди геологов мнение о существовании в складчатых областях так называемых дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов, производных базальтовой магмы,

должно быть пересмотрено. Накопившийся к настоящему времени фактический материал, как нам представляется, убедительно показывает, что наблюдаемые в эвгеосинклинальных зонах сложные по своему строению интрузивные тела гипербазит-габбрового состава возникли не в результате дифференциации базальтового расплава, а представляют собой гетерогенные образования, возникшие в результате пространственного совмещения и взаимодействия разновозрастных масс альпинотипных гипербазитов и интрузивов габброидов, внедрение которых контролировалось одними и теми же глубинными разломами. В строении базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей могут принимать участие как ортомагматические габброидные породы, кристаллизовавшиеся непосредственно из интродуцированного базальтового расплава, так и парамагматические габброидные породы и плагиоклазовые гипербазиты, образовавшиеся вследствие воздействия того же базальтового расплава на массивы альпинотипных гипербазитов.

Эти выводы, сделанные нами на основе анализа материалов, полученных при изучении альпинотипных гипербазитов и ассоциирующих с ними габброидов Северо-Востока СССР, согласуются с представлениями ряда ведущих петрографов Урала, отрицающих наличие в этом складчатом поясе дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов (Труды 2-го Уральского петрографического совещания, т. 4, 2, 1969). Сложно построенные тела так называемого платиноносного пояса рассматриваются ими теперь как сопряженные в пространстве разновозрастные интрузивы гипербазитов и габброидов.

К сходным представлениям о природе базит-гипербазитовых интрузивов приходят некоторые исследователи Кавказа (Арутюнян, 1968), Диварид (Илич и др., 1967) и ряда других регионов (Тейлор, Нобл, 1963_{1,2}; Smits, 1958 и др.). Более того, в печати уже появляются сведения о том, что подобные сложные взаимоотношения между основными и ультраосновными породами имеют место и в интрузивах стабильных участков земной коры, в частности, в таких классических расслоенных интрузивах, как Скергаард (Раст, 1972) и Мончегорский плутон (Холмов, 1971). Эти факты являются существенным возражением против гипотезы происхождения всех подобных интрузивов за счет дифференциации (Уэйджер, Браун, 1970). Можно отметить также, что гипотезе дифференциации противоречат и некоторые экспериментальные данные. Так Куширо и Шейпер (1969

показали, что путем фракционной кристаллизации магмы, пересыщенной кремнеземом (а таковой должна быть магма, дающая дифференцированный ряд от габбро до дунитов), нельзя получить дифференциаты, резко недосыщенные кремнекислотой, поскольку этому препятствует значительный температурный порог кристаллизации между этими разновидностями пород.

При обсуждении излагаемых представлений относительно генезиса базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей некоторыми исследователями высказываются сомнения по поводу самой возможности процессов гибридно-метасоматического образования пород переходных зон сложных базит-гипербазитовых интрузивов. Эти сомнения, как нам представляется, основываются на ошибочных представлениях о крайне ограниченной активности базальтовых расплавов, их ассимиляционной способности. В последнее время исследованиями и расчетами Грина и Рингвуда (1968), Кадика (1970) и других показано, что базальтовый расплав способен интенсивно взаимодействовать с внешней средой различного состава, в особенности в условиях больших глубин. В подтверждение указанных экспериментальных данных можно привести данные наблюдений над природными объектами. Мы имеем в виду те весьма существенные изменения, которые претерпевают гипербазитовые включения в базальтах (Гапеева, 1960; Wilshire, Binns, 1961; Yamaguchi, 1964; Ковалев, Масуренков, 1969; Кутюлин, 1970; Кутюлин, Фролова, 1972; Масуренков, 1972).

Таким образом, весь изложенный выше материал заставляет нас подвергнуть сомнению основные положения гипотезы, объясняющей происхождение плутонов дунит-пироксенит-габбровой и подобных ей формаций складчатых областей с помощью механизмов дифференциации базальтовой магмы. С нашей точки зрения подобные природные ассоциации являются гетерогенными и возникают в результате пространственного совмещения и сложного взаимодействия альпийских гипербазитов и более молодых интрузий габброидов, вызванного приуроченностью тех и других к одним и тем же долгоживущим зонам разломов, секущим складчатые структуры и уходящим своими корнями в верхнюю мантию (Пинус и др., 1973; Леснов и др., 1971; Велинский, Пинус, 1973). При этом парамагматические породы, слагающие переходные зоны базит-гипербазитовых ассоциаций, должны рассматри-

ваться как продукты сложной переработки вещества альпинотипных гипербазитов именно теми габброидными магмами и их флюидами, которые интродуцировали в гипербазитовые тела, нередко образуя и самостоятельные пространственно сближенные с гипербазитами интрузивы ортомагматических габброидов, преимущественно габбро-норитов и нормальных габбро. С процессами переработки гипербазитов габброидной магмой тесно связаны процессы рудообразования (Леснов и др., 1971; Велинский и др., в печати).

Для решения поставленных вопросов, имеющих не только теоретическое, но и важное практическое значение, необходимы дальнейшие всесторонние исследования базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей, а также соответствующие работы в области экспериментальной петрологии.

Литература

Арутюнян Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных и гипербазитовым интрузиям. "Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле", №5, 1968.

Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представления о породных группах. "Геол. и геофиз.", № 5, 1967.

Белоусов А.Ф. О природе связи между базальтоидными и фемическими породами в эффузивных ассоциациях. В сб. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". "Наука", М., 1972.

Велинский В.В., Пинус Г.В. Некоторые общие вопросы проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов. В сб. "Проблема магматической геологии". "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1973.

Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. О природе безит-гипербазитовых ассоциациях складчатых областей и связанного с ними оруденения. Материалы межвузовской конференции по теории рудообразования. Ташкент, (в печати).

Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В., Зеркалова М.И., Киреев А.Д. Мажалькский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон. В сб. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". "Наука", М., 1972.

Гапеева Г.М. Эруптивная брекчия Лесозаводска. "Геол. и гео-

физ.", № 10, 1960.

Горбунов Г.И. Петрохимические особенности ультраосновных и основных пород. Печенги. В сб. "Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита" "Наука", Л., 1969.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", М., 1968.

Кадик А.А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. "Геохимия", № 4, 1970.

Ковалев Г.Н., Масуренков Ю.П. Плавленые ксенолиты и миграция флюида через кристаллическую горную породу. "Докл. АН СССР", т. 188, № 2, 1969.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.

Кутолин В.А. Роль ассимиляции в петрогенезисе базальтов. "Геол. и геофиз.", № 7, 1970.

Кутолин В.А., Фролова В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. В сб. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". "Наука", М., 1972.

Куширо И., Шейрер Я.Ф. Новые данные о системе диопсид-форстерит-кремнезем. В сб. "Экспериментальная петрология и минералогия", вып. 62, "Недра", М., 1963.

Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье), "Наука", Сиб. отд. Новосибирск, 1972.

Леснов Ф.П., Велинский В.В., Пинус Г.В. О механизме формирования базит-гипербазитовых ассоциаций складчатых областей и связанного с ними сульфидного медно-никелевого оруденения. В сб. "Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых" (тезисы докладов), Ташкент, 1971.

Масуренков Ю.П. Включения в современных вулканитах Камчатки и проблема происхождения магм. В сб. "Земная кора островных дуг и дальневосточных морей", Верхняя мантия, № 9, "Наука", 1972.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. "Наука", М., 1967.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев В.Н., Москалева В.Н.,

Орлова М.П., Семенов Ю.А., Шарков Е.В. Петрография Центрального Казахстана. т. 2, "Недра", М., 1971.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банникова О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. "Наука", Сиб. отд., Новосибирск, 1973.

Раст Н. Зарождение, подъем и становление магм. В сб. "Механизм интрузий магмы". "Мир", М., 1972.

Тейлор Х.П. Нобл Д.А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. Тр. XXI МКГ, вып. 2, Ил., М., 1963₁.

Тейлор Х.П. Нобл Д.А. Сопоставление ультраосновных комплексов ЮВ Аляски и других частей Сев. Америки и всего мира в целом. Тр. XXI МКГ, вып. 2, Ил., М., 1963₂.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", М., 1970.

Холмов Г.В. Геологическое положение никеленосных интрузий Кольского полуострова. В сб. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых". "Наука", Л., 1971.

Илич М., Карамата М., Попевич А., Симич С. Фелдспатперидотит-ске стене. Шулана (Даковички ультрафамитски массив). "Геолошки анала Балканского полуострова", кн. 33, Београд, 1967.

Miyashiro A. Some aspects of peridotite and serpentinite in orogenic belts. *Japanese Geol.a.Geogr.*, vol. 37, N^o 1, 1966.

Smith C.H. Bay of Islands igneous complex, Western Newfoundland, Canada *Geol.Surv. Mem.* 290, vol. 132, 1958.

Wilshire H.G., Binns R.A. Basic and ultrabasic xenoliths from volcanic rocks of New South Wales. *J. Petrol.*, vol. 2, N^o 2, 1961.

Yamaguchi M. Petrogenetic significance of ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Jaran. *Mem.Fac. Sci. Kyushu Univ.*, D 15, 1964.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР.

РОЛЬ МЕТАСОМАТОЗА В ФОРМИРОВАНИИ ГИПЕРБАЗИТОВ
СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Ультраосновные породы складчатых областей входят в состав двух главных формаций — дунит-гарцбургитовой и дунит-диаллагит-габбровой (табл. I).

В дунит-гарцбургитовой формации наиболее ранними образованиями являются энстатититы. Постепенное обогащение оливином способствует переходу их в оливиновые энстатититы, затем в гарцбургиты и, наконец, в дуниты. В этом ряду оливин слагает жилки, секущие зерна энстатита, с апофизами вкrest его спайности, т.е. является более поздним образованием. Развитие оливина в тончайших интерстициях, а также в виде жилок в энстатите свидетельствует о том, что кристаллизация оливина обязана проникновению в твердый энстатититовый субстрат тончайших эманаций, скорее всего ионов. Последовательное обогащение исходного субстрата такими эманациями способствует кристаллизации все больших масс оливина и, в итоге, формированию дунита. Такой способ развития дает основание считать данный процесс метасоматическим (Москалева, 1969).

Параллельно с обогащением породы оливином, но несколько запаздывая, кристаллизуется хромшпинелид. Первые его выделения появляются в гарцбургитах, содержащих около 50% оливина. Эти новообразования концентрируются внутри зерен энстатита либо в виде единичных червевидных прорастаний, либо в виде групп таких прорастаний. С увеличением количества оливина увеличивается количество и размер зерен хромшпинелида: при 60% оливина хромшпинелид заполняет интерстиции, образуя неправильной формы единичные зерна; при 70% оливина — мелкие рассеянные скопления; при 75–85% и более — крупные концентрации; при 85–100% оливина происходит обособление существенно оливиновых (дунитовых) и существенно хромшпинелидовых (хромититовых) участков. Таким образом, породообразование в дунит-гарцбургитовой формации имеет метасоматический характер, направлено в сторону кристаллизации существенно-мономинеральных пород — дунитов и хромититов и за-

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОЙ И ДУНИТ-ДИАЛЛАГИТ-ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ

Таблица I

Первичные породы	Последовательность образования пород	Ведущие полезные ископаемые	Химические элементы		Направленность породообразования	Внутреннее строение массивов	Форма тел в плане, размеры	Характер контактов	Соотношение контактов со структурой региона	Соотношение внутренней структуры массивов с региональными структурами	Механизм образования в геосинклинальных зонах	Область зарождения	
			Доминирующие	Потенциальные									
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Экзотититы	1. Экзотититы 2. Гарцбургиты 3. Дуниты 4. Хромиты	Хромит	Магний Железо Хром	Никель Кобальт	Дунит-гарцбургитовая формация			Линзао-видная, составленная с региональными структурами; м ² -тыс. км ² .	Тектонический	Преимущественно конкордантное	Преимущественно дисгармоничное	Выступы мантии, дилатры, блохи, protruzии	Верхняя мантия Земли
	Техтонический разрыв				1. Серпентинизация 2. Остаточные, флюогенезисы 3. Диссидивация (герциниты, диаллагиты) 4. Габброизация	Асбест Тальк Нивель							
Диаллагиты	"А" 1. Диаллагиты 2. Берилиты 3. Дуниты 2-й ген., экзотититы 2-й ген. 4. Горнолендиты 5. Габбро 6. Аморфозиты 7. Диориты 8. Плаггиограниты, сиениты	"Б" Л И М А О П	Платина Кольбий Алюминий Железо Титан	Ванадий	Дунит-диаллагит-габбровая формация			Изометричная, близкая к округлой; сотни км ² .	Идеально конкордантный, редкотектонический	Конкордантное	Комплекс "А" - тектонический блок; "А", "Б" и "Б" всегда гармоничны	Комплекс "А" - тектонический блок; "А", "Б" и "Б" - продукты перекристаллизации последующих эффузивов	"Базальтовый" слой Земли

Таблица 2

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ХРОМИТОНОСНЫХ И НЕХРОМИТОНОСНЫХ ДУНИТОВ

I	2	Хромитоносные	Нехромитоносные
		3	4
Геологические особенности	1. Материнская формация	Дунит-гарцбургитовая	Дунит-диаллагит-габровая
	2. Форма залегания	Полосовидные прослои среди гарцбургитов, самостоятельных тел и жил никогда не образуют	Нередки крупные самостоятельные массивы изометричной и трубообразной формы, а также ветвящиеся жилы, прожилки
	3. Соотношение протектоники с региональными структурами	Несогласное залегание	Большей частью согласное залегание
	4. Характер соотношений с гарцбургитами	Согласно переслаиваются с гарцбургитами, образуя к ним постепенные переходы	Секут гарцбургиты и полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, контакты резкие
	5. Характер соотношений с хромитовыми телами	Вмещают хромитовые тела. Наблюдаются постепенные переходы от дунита с акцессорным хромшпинелидом к бедной и затем богатой рудной вкрапленности	Секут хромитовые тела, имея с ними резкие контакты
	6. Характер соотношений с диаллагитами	Рассекаются диаллагитами, контакты резкие	Секут диаллагиты; нередко залегают среди них в виде неправильных тел с постепенными переходами; образуют цемент тектонических диаллагитовых брекчий

Таблица 2 (продолжение)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ХРОМИТОНОСНЫХ И НЕХРОМИТОНОСНЫХ ДУНИТОВ

I	2	3	4
	7. Характер изменений	Сильная серпентинизация, часто полная; нередко лиственизация и хлоритизация	Серпентинизация слабая локальна, проявлена только в редких зонах нарушений
	8. Характер тектонических нарушений	Обычны широкие, частые зоны расщепления, будинаж	Зоны расщепления исключительно редки, локальны, будинаж отсутствует
Петрографические особенности	9. Структура породы	Аллоотриоморфнозернистая, слабо направленная, зерна оливина вытянуты согласно ориентировке протектоники дунит-гарцбургита. В оливине нередко спайность по (010)	Пандиоморфнозернистая, зерна оливина эвгедральны, спайность отсутствует
	10. Следы деформаций в оливине	Присутствуют всегда. Проявлены в псевдодвойниковании по (100), катклазе, волнистом погасании	Проявлены только в виде тонких редких трещин
	11. Следы деформации в породе	Часты псевдотахилиты	Псевдотахилиты крайне редки
	12. Изменения оливина	Интенсивная, нередко полная, серпентинизация, часто с выделением окислов никеля	Очень слабая серпентинизация, окислы никеля отсутствуют

Таблица 2 (окончание)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ХРОМИТОНОСНЫХ И НЕХРОМИТОНОСНЫХ ДУНИТОВ

I	2	3	4
	13. Минеральный состав породы	Оливин (Fe_{0-8} , -95-100% энстатит (Fe_{0-3}) -5-0%	Оливин (Fe_{0-12}) -95-100% диопсид (Ne_{0-3}) -5-0%
	14. Характерные химические элементы породы	Хром, кобальт, никель	Платина
	15. Типичная полезная минерализация	Хромит	Платиноиды
	16. Особенности хромита (цвет, форма)	Вишнево-бурый; крупные скопления зерен различной формы - от ксеноморфных до идиоморфных, части симплектитоподобные вроски в энстатите, нередко интерстиционно развитые	Черный; идиоморфные зерна, большей частью единичные; крупные скопления редки

канчивается возникновением хромитовых руд.

В дунит-диаллагит-габбровой формации самыми ранними горными породами являются диаллагиты. Здесь породообразование происходит в два последовательно сменяющих друг друга этапа, но полная их серия устанавливается не всегда. Первый этап обусловлен оливинизацией диаллагитов, способствующей переходу этих пород через оливиновые диаллагиты в верлиты и затем в дуниты (или энстатиты) 2-й генерации (Москалева, 1958, 1960, 1965, 1970), резко отличающиеся от дунитов и энстатитов 1-й генерации, являющихся

составными частями дунит-гарцбургитовой формации (табл. 2). Оливинизация в дунит-диаллагит-габбровой формации, имеющая меньшее развитие, чем в дунит-гарцбургитовой, также сопровождается кристаллизацией хромшпинелидов. Однако количество последних при этом не велико, и в отличие от хромшпинелидов из массивов дунит-гарцбургитовой формации эти хромшпинелиды практического значения не имеют, независимо от размеров дунитовых тел. Мы полагаем (Москалева, 1970), что причиной этому является отсутствие привноса хрома, который испытывает лишь переотложение при высвобождении из решетки оливинизирующегося диоксида. Оливинизация диаллагитов способствует кристаллизации платиноидов (Варлаков, 1966), количество и размер мономинеральных концентраций которых прямо пропорциональны обогащенности пород оливином (Волченко, 1972).

Второй этап процессов породообразования в описываемой формации обязан габброизации, протекающей через стадии амфиболизации диаллагитов, верлитов, дунитов с образованием горнблендитов, соскюритизации собственно фельдшпатизации с образованием нормальных габбро и фореелленштейнов (Москалева, 1959, 1960; Ефимов, Ефимова, 1967) и, наконец, возникновению анортозитов. Процессы габброизации сопровождаются кристаллизацией титаномагнетита, в начале, на стадии соскюритизированных и полевошпатовых диаллагитов, в виде рассеянной вкрапленности, затем в виде разобщенных скоплений (Качканарский тип) и, наконец, на стадии образования анортозитов - в виде крупнейших залежей.

Таким образом, и в этой формации разнообразие пород фиксирует разные стадии метасоматического преобразования исходного субстрата: процесс направлен в сторону возникновения существенно мономинеральных образований, причем каждый из его этапов заканчивается формированием рудных концентраций, имеющих промышленное значение.

Помимо двух рассмотренных формаций "чистых линий", широкое распространение имеет "смешанный" формационный тип, породы и руды которого обладают чертами сходства состава и строения обеих главных формаций, отличаясь от каждой из них, с одной стороны, существованием переходных серий, а с другой - характером оруденения (наличием промышленной никелевой минерализации). Исследования

показывают, что смешанный формационный тип является переходным звеном от более глубокой дунит-гарцбургитовой формации, возникающей в верхней мантии Земли, к менее глубокой дунит-диаллагит-габбровой, образующейся в условиях "базальтового" слоя Земли (Заварицкий, 1941; Виноградов, 1961; Москалева, 1964; Белоусов, 1965). Формирование пород смешанного формационного типа начинается диопсидизацией дунит-гарцбургитов, которая приводит к появлению диопсидизированных дунит-гарцбургитов, лерцолитов и, наконец, диаллагитов, являющихся исходным субстратом рассмотренной выше дунит-диаллагит-габбровой формации. Этот процесс, установленный в ряде регионов и имеющий отчетливый метасоматический характер (Пинус, Колесник, 1960; Морковкина, Гаврилова, 1965; Москалева, 1965₂, 1969), нередко охватывает породы, испытавшие и дробление и серпентинизацию. Лерцолиты и диаллагиты, возникающие в его итоге, имеют ориентировку элементов прототектоники иную, чем породы дунит-гарцбургитового субстрата, и всегда согласную с зонами дробления последнего (Москалева, 1965₂). Комплекс таких данных свидетельствует о том, что диопсидизация с породами дунит-гарцбургитовой формации генетически не связана и относится к другому, более позднему циклу пороодообразования.

Диаллагиты в дальнейшем подвергаются рассмотренной выше оливинизации с образованием платиноносных дунитов 2-й генерации, а также серии процессов габброизации, сопровождающихся появлением концентраций титаномагнетита. В отдельных случаях габброизация охватывает существенно оливиновые разновидности дунит-гарцбургитового субстрата, не испытавшие значительной диопсидизации и потому сохранившие свой первоначальный состав. В таких случаях возникают не титаномагнетитовые, а медно-никелевые руды.

В тех случаях, когда сосуществует вся серия пород смешанного формационного типа (ядра древних щитов), отмечается и сосуществование серии "разноформационных" полезных ископаемых - хромита, платины, титаномагнетита, медно-никелевых руд. Складчатым областям присутствие всей серии пород несвойственно, но в каждой из областей вскрыт определенный этап перехода. Так "никелевый цикл" обнажен лишь в древних складчатых областях (Садбери, Печенга) или на границах их с областями мезозойской активизации (Норильск). В палеозойских геосинклиналях вскрываются разные эта-

пы преимущественно платиноидного и титаномагнетитового циклов перехода и т.д.

Наличие смешанного формационного типа подчеркивает, что существует два независимых цикла породообразования, каждый из которых приводит к возникновению специфичного комплекса ультраосновных пород и связанных с ними руд (формации), а перекрещивание этих двух циклов не только создает сложную, общую для обеих формаций, гамму сочетаний пород, но и приводит к возникновению нового полезного ископаемого, свойственного только данному породосочетанию. В связи с этим возникает вопрос о том, что же является причиной таких формационных обособлений? В поисках ответа на этот вопрос рассмотрим петрохимические ряды пород.

В дунит-гарцбургитовой формации преобразования обусловлены привнесом в энстатитовый субстрат магния-ионный радиус (и.р.) $r_0 = 0,78 \text{ \AA}$, и близких ему по и.р. никеля ($0,78 \text{ \AA}$) и хрома ($0,64 \text{ \AA}$) с выносом соответствующих количеств двухвалентного железа и, особенно, кремния ($0,39 \text{ \AA}$). Главной тенденцией процесса является обособление в самостоятельные минеральные фазы элементов катионной части, рассеянных в преобразуемом субстрате (магний и никель - в оливин, хром - в хромшпинелид). Все элементы катионной части входят в состав единого изоморфного ряда, характеризуясь в то же время наименьшими ионными радиусами среди породообразующих элементов. Как известно, размер и.р. является величиной, отражающей термодинамический потенциал геоэнергетической зоны, в пределах которой начинается фиксация химических элементов с образованием тех или иных соединений, типичных для данной конкретной зоны (Гольдшмидт, 1937; Щербина, 1965, 1967). Следовательно, близость ионных радиусов элементов, являющаяся одной из причин их взаимозаменяемости, т.е. изоморфизма, свидетельствует о том, что возникновение всей серии рассматриваемых элементов происходило в пределах единой геоэнергетической зоны, с определенным, свойственным только ей, термодинамическим режимом. Так как господствующим процессом в данном случае является магниевый метасоматоз, геологически выражающийся в оливинизации энстатитов, то геохимическая тенденция данного процесса заключается в накоплении и закреплении в минералах элементов, близких магнию по размеру и.р. На этом этапе процесса, отражающем определенный

уровень организации вещества, все привносимые элементы (магний, хром, никель) закрепляются в решетке изменяемого минерала (энстатита)* и новообразованного оливина.

На следующем уровне организации, выраженном в следующем этапе породообразования, происходит углубление дифференциации и вынос из новообразованного минерала химических элементов, близких, но не тождественных магнию по и.р. — хрома (0,64 Å) и двухвалентного железа (0,83 Å). Однако, находясь в едином изоморфном ряду с магнием, эти элементы мигрируют весьма ограниченно, и поэтому, высвобождаясь из решетки силикатов, они, связываясь в виде хромшпинелида. При этом магний, вначале присутствующий в хромшпинелиде, с усилением этой связи уходит в ортосиликат, уступая место главному компоненту хромшпинелида — хрому. Как и в случае с оливином, при этом происходит постепенное насыщение решетки хромом, в результате чего не только исчезает магний, но и уменьшается содержание неравного хрому по и.р. двухвалентного железа, вновь приобретающего тенденцию к выносу. Вполне вероятно, что именно стремлением к равновесию, т.е. удержанию в решетке элементов, наиболее близких по величине ионных радиусов, объясняется максимальное насыщение хромом (при заметно пониженном количестве железа) конечного продукта данного ряда — собственно хромита.

Таким образом, в рассматриваемом ряду отчетливо проявляется дифференциация глубинного вещества с тенденцией к образованию наиболее гомогенных, в геологическом выражении — мономинеральных соединений. Наиболее простым, то есть наименее многокомпонентным химическим соединением, является хромит. В силу этих причин он и завершает данный процесс. Иными словами, на примере рассмотренного ряда устанавливается, что появление рудного минерала и его скоплений является итогом наиболее завершенной дифференциации глубинного вещества. Поэтому концентраторами рудных масс и являются наиболее дифференцированные — мономинеральные породы.

Никель, будучи по величине и.р. равным (Гольдшмидт, 1937) или весьма близким (Green, 1959) магнию, изоморфно замещает последний в оливине. В силу этого при дифференциации вещества по и.р. никель остается в решетке оливина в течение всего данного породообразующего цикла, не имея возможности к образованию самостоятельной минеральной фазы. В этом смысле процесс породообразова-

ния в дунит-гарцбургитовой формации для никеля является стадией химического накопления вещества, а реализацию его в виде рудных минералов следует ожидать в других циклах, где происходит полное разрушение решетки оливина.

В дунит-диаллагит-габбровый формации цикл породообразования начинается кальциевым метасоматозом, что обуславливает диопсидизацию гарцбургитов, формирование лерцолитов и в итоге - диаллагитов. Известно, что вместе с кальцием (и.р. = $1,06 \text{ \AA}$) идет привнос алюминия (и.р. = $0,57 \text{ \AA}$), титана (и.р. = $0,64 \text{ \AA}$), по-видимому, платиноидов (и.р. = $0,66 - 0,64 \text{ \AA}$), т.е. элементов, которые по величине и.р. отличаются от кальция, но ввиду незначительных объемов входящих в решетку. Магний, вытесненный кальцием, связывается в оливине, обуславливая этим появление верлитов, а также энстатитов и дунитов 2-й генерации. Этот процесс сопровождается вытеснением платиноидов и рудиментарного хрома, вследствие чего дуниты 2-й генерации платиноносны и слабо хромитосносны (Москалева, 1970).

Следующий этап этого цикла определяется возрастанием роли алюминия, что способствует явлениям габброизации. При этом алюминий не только входит в решетку диопсида, но идет также на построение самостоятельных соединений: в начале минералов эпидот-цоизитовой группы: а затем и плагиколаза, основность которого возрастает по мере насыщения его Al_2O_3 (Москалева, 1965). Главной отличительной особенностью данного этапа является принципиальная перестройка анионной части, вызванная частичной заменой очень плотного кремния (и.р. = $0,39 \text{ \AA}$) менее плотным алюминием (и.р. = $0,57 \text{ \AA}$). Это приводит к "разрыхлению" структуры соединений, что обусловлено сменой тетраэдров, типичных для радикалов ортосиликатов (зона оливинизации) и цепочек тетраэдров в метасиликатах (зона диопсидизации), каркасными алюмосиликатами плагиоклазов, возникающими в зоне габброизации. Роль катиона в этих соединениях играет очень крупный по величине и.р. кальций. Титан и железо, не входящие в этот изоморфный ряд, высвобождаются и так же, как и в предыдущем цикле, идут на построение рудного минерала - титаномagnetита. Чем интенсивнее происходит процесс габброизации, тем больше высвобождается титана и железа и тем крупнее и качественнее концентрация титаномagnetита. Именно

поэтому, на наш взгляд, наиболее крупные скопления титаномагнетита приурочены к крайним продуктам преобразования вещества на данном этапе – анортозитам. В подавляющем большинстве случаев габброизация протекает непосредственно вслед за диопсидизацией, создавая в результате этого полный разрез "базальтового" слоя. Однако, иногда в зоне габброизации оказываются породы собственно подкорового вещества – дуниты и дунит-гарцбургиты. В тех случаях, когда они имеют существенно оливинный состав, в результате разрушения решетки оливина высвобождается значительное количество никеля, которое и идет на создание "первичных" никелевых руд. По-видимому, именно этим можно объяснить залегание таких руд в зоне сосуществования, с одной стороны, реликтов дунит-гарцбургитов, а с другой – габбро из дунит-диаллагит-габбровой формации (тип Садбери и Норильска).

Рассмотренные примеры позволяют выявить некоторые общие закономерности.

1. Породообразование в целом направлено в сторону возникновения менее плотных силикатов. В дунит-гарцбургитовой формации, возникающей в условиях "подкорового" слоя, этот процесс заключается преимущественно в изменении состава катионной части, в локальном перераспределении вещества. В дунит-диаллагит-габбровой формации, образующейся в условиях "базальтового" слоя, происходит принципиальная перестройка всей структуры вследствие замены плотного кремния менее плотным алюминием в анионной части соединений.

2. Механизм породо- и рудообразования заключается в серии постепенных тонких преобразований твердого субстрата. На ранней стадии привносимые элементы концентрируются в решетке минерала – хозяина. Пересыщение ее ведет к распаду минерала – хозяина и появлению новообразованной минеральной фазы. Такой механизм принято квалифицировать как метасоматический. Следовательно, ведущим процессом породообразования в условиях подкорового и "базальтового" слоев является процесс метасоматический.

3. Как и любые метасоматические процессы (Коржинский, 1955), процессы породо- и рудообразования направлены в сторону возникновения мономинеральных соединений.

4. Конечным продуктом каждого из этапов общего процесса яв-

ляется рудный минерал, состав которого специфичен для каждой зоны.

Изложенное показывает, что ведущей геохимической тенденцией глубинного минералообразования, обуславливающей появление строго определенного петрорудного комплекса (формации), является дифференциация вещества по его химическим свойствам. На первом, раннем уровне организации вещества обособляются элементы, типичные для определенной геозонетической зоны и близкие по величинам ионных радиусов. Геологически этот уровень организации проявляется в образовании слоев с определенными физическими характеристиками ("подкорковый", "базальтовый", "гранитовый"). Петрографически он выражен в возникновении парагенетической ассоциации полиминеральных пород единого формационного ряда. На следующем, более высоком уровне организации вещества, продолжается его дифференциация в пределах "слоя", парагенетической ассоциации. Элементы, слагающие такую ассоциацию, расчленяются на все более обособленные группы (минералы), с тенденцией преобладания в каждой из них катионов с равными значениями ионных радиусов. На заключительном, последнем уровне углубляется дифференциация вещества, увеличиваются концентрации обособившихся групп (минералов), возрастает их гомогенизация, выражающаяся в возникновении мономинеральных скоплений, как породообразующих, так и рудных. С этих позиций тенденцию любого глубинного процесса порообразования и гомогенизации, т.е. появление мономинеральных концентратов, следует рассматривать как проявление процесса естественного упорядочения вещества. Процесс упорядочения стимулирует накопление однородных элементов, т.е. является геохимической причиной появления мономинеральных, в том числе рудных, концентраций. Если учесть, что для идеального монокристалла $\Delta G = I$, а $\Delta G = 0$, где ΔG — термодинамическая вероятность системы, а S — энтропия (Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), то процесс упорядочения вещества заключается в создании наиболее экономичных термодинамических систем.

Наиболее однородным и, следовательно, наиболее экономичным продуктом реакций порообразования является рудный минерал. Следовательно, возникновение мономинеральных и, как высшее их проявление, рудных соединений является конечной стадией упорядочен-

ности вещества. С этих позиций возникновение рудных концентраций следует рассматривать как отражение стремления данной термодинамической системы к состоянию покоя, с затратой минимума энергии, что, в свою очередь, способствует высвобождению новой энергии, стимулируя этим возникновение новой термодинамической системы, дающей начало следующему циклу породообразующих процессов, приводящих к появлению нового глубинного слоя, новой формации глубинных пород и руд.

Итак, потенциальная возможность возникновения рудных концентраций прямо пропорциональна степени упорядоченности рудного вещества. Поэтому наиболее перспективными породами - концентраторами оруденения в пределах конкретной породообразующей зоны (метасоматической фации, геологической формации) являются образования, максимально геологически дифференцированные, т.е. мономинеральные. Именно этой причиной объясняется отсутствие первично залегающих рудных концентраций в гетерогенных образованиях типа перидотита, габбро, гранита и приуроченность их к дунитам, анортозитам, альбититам и т.п.

На материале исследования конкретных гипербазитовых массивов и сложенных ими поясов различных регионов земного шара большое количество исследователей пришло к выводу о том, что в складчатых областях гипербазиты и габбро интродуцируют не в жидком, расплавленном состоянии, а в виде твердых блоков, диапиров, протрузий (de Roever, 1957; Kost, 1959; Milovanovic, Karamata, 1960; Москалева, 1961, 1963; Книппер, Костянян, 1964; Thayer, 1964; Иванов, 1966; Пейве, 1969; Пейве и др., 1971). Из этого следует, что комплекс процессов формирования ультраосновных и основных пород происходит не в геосинклинальных условиях, как это еще недавно предполагалось (Павлов, 1968 и др.). Анализ материала, изложенного выше, показывает, что каждый из этапов этих процессов протекает в строго определенных термодинамических параметрах, каждая из зон которых соответствует тому или иному глубинному слою Земли. Следовательно, метасоматическая форма породообразования, в итоге которой образуются ультраосновные и основные породы, является наиболее вероятной формой породообразования в глубинных условиях.

На материале наших исследований мы пришли к выводу о том,

что геосинклинальные условия способствуют не образованию, а преобразованию гипербазитов. При этом было установлено, что каждая складчатость сопровождается дроблением и уменьшением размера гипербазитовых масс, что приводит к их физическому рассеянию, а наложенный метаморфизм способствует выносу и химическому рассеянию слагающего их вещества (Москалева, 1970, 1971). Главным видом преобразования является серпентинизация, обусловленная привнесом воды и выносом изообъемных количеств магния, железа, никеля и хрома, при одновременном переходе железа из закисной формы в окислую. Степень серпентинизации пород находится в прямой зависимости от степени тектонической подготовленности того или иного участка, зоны, региона, содержащих гипербазитовые массы.

Так, например, гипербазитовые пояса, расположенные на границе эвгеосинклинали с зонами устойчивого воздымания, на протяжении мегациклов, частично, погруженные под древнейшие догеосинклинальные толщи, испытывают слабые тектонические дислокации, в целом не нарушающие их сплошности и первичного залегания. Вне зависимости от степени, стадия серпентинизации в этом случае не превышает лизардитовой, при которой, как известно, заметного изменения первичных минералов не происходит (Кемпирсайский пояс Урала, Камчатско-Индонезийский пояс).

Пояса, лежащие во внутренних частях эвгеосинклиналей, разделяются на два типа: 1) окаймляющие срединные массы эвгеосинклиналей и 2) приуроченные к антиклиналям и горст-антиклиналям внутри синклиналиев и антиклиналиев. Пояса первого типа образуют цепочки тел протяженностью до сотен км². Слагающие их породы разбиты на блоки, нередко смещенные на незначительные расстояния в зоне развития самих поясов. Породы этих поясов, помимо лизардитизации, подвергаются более поздней и более водонасыщенной серпентинизации хризолитовой стадии, достигающей максимального развития в зонах дробления, где образуются залежи хризотил-асбеста (Баженовский тип). В таких участках происходит интенсивный вынос ювенильных компонентов гипербазитов: магния, железа, никеля, хрома, что приводит к последовательному уничтожению в них хромитовых залежей (Восточно-Уральские "внешние" пояса, Южно-Тувинский и Дзабханский пояса).

Пояса второго типа образованы короткими цепочками мельчайших тел, обнаруживающих отчетливые следы многократных дроблений и перемещений. В тех случаях, когда они расположены в антиклинальных структурах синклиналиев, тяготея к выступам пород — реликтов предыдущих складчатостей, в них обычно проявляются следы многократно повторяющегося метаморфизма, преимущественно зеленосланцевой фации, выраженного в виде многократно повторенной серпентинизации. Ее последние проявления представлены антигоритовой, т.е. максимально водонасыщенной стадией, сопровождающейся максимальным выносом магния, железа, никеля и хрома, что способствует уничтожению не только первичных минералов — энстатита, оливина, хромита, но и наиболее поздних — lizardита и хризолита. Вследствие этого не только хромитовые, но и хризотил-асбестовые залежи в таких поясах отсутствуют. Сохраняющиеся незначительные реликты этих руд обладают, как правило, невысоким качеством (например, Лабинский тип асбеста).

В антиклинорных структурах мелкие тела гипербазитов заключены среди древнейших образований региона, представляющих реликты предыдущих мегациклов. Помимо регрессивного метаморфизма, заключающегося в их серпентинизации, т.е. типичного геосинклинального изменения и, по-видимому, синхронного метаморфизму окружающих пород и протекающего в разных стадиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. В итоге этого образуются талькиты (Малахов, Таврин, 1970), различные амфибол-асбесты, антофиллит-энстатитовые породы, типичные только для таких зон (Хмара, 1970; Ведерников, Бурд, 1971).

Таким образом, разновидности ультраосновных и основных пород, обнаженных в складчатых областях, имеют метасоматическое происхождение. Однако характер образующих их процессов различен и определяется термодинамическими условиями той зоны, в которой они протекают. Собственно образование ультраосновных и основных пород происходит в глубинных условиях, строго определенных для каждого цикла, геологически выраженного в виде пород конкретных формаций. В силу этого породы и руды дунит-гарцбургитовой формации образуются в верхней мантии Земли, а породы и руды дунит-диаллагит-габбровой — в более высоком "базальтовом" слое. Все эти процессы протекают путем ионных замещений и каждый их

цикл завершается образованием концентраций определенного металлического полезного ископаемого (хромита, платиноидов, титаномагнетита, медно-никелевых руд). Изофациальные аналоги таких процессов во вмещающих геосинклинальных толщах отсутствуют.

В условиях складчатых областей все эти глубинные породы и руды, возникшие при очень высоких давлениях, приспособившись к обстановке разуплотненных зон земной коры, подвергаются серии преобразований. Обуславливающий их комплекс метасоматических процессов изофациален зеленосланцевому метаморфизму геосинклинальных толщ и выражен в серпентинизации. В отличие от глубинных, метасоматические процессы геосинклинальной стадии протекают в результате воздействия водных растворов, способствуя обогащению гипербазитовых масс водой и выносу их взвешиваемых компонентов (магния, железа, никеля и хрома), т.е. их разуплотнению. В итоге одноактного геосинклинального цикла это приводит к уничтожению концентраций хромита и к появлению неметаллического полезного ископаемого — асбеста. Повторные геосинклинальные циклы усугубляют обводненность и вынос из гипербазитов тех же элементов, уничтожают концентрации асбеста и вызывают химическое рассеяние и уничтожение самого гипербазитового вещества.

Литература

Белюсов В.В. О коре и верхней мантии материков. "Советская геология", № 1, 1965.

Варлаков А.С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. В сб. "Материалы 2-й конференции по околорудному метасоматизму", Л., 1966.

Ведерников Н.Н., Бурд Г.И. Научный прогноз асбестонности и проверка его практикой геолого-разведочных работ на территории Казахстана. В сб. "Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых", Л., 1971.

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение I. "Геохимия", № 1, 1961.

Волченко Ю.А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Ср. Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса. В сб. "Проблемы геологии, петро-

логии, рудогенеза", Свердловск, 1972.

Гольдшmidt В.И. Кристаллохимия. Химтерезиздат, 1937.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив, "Наука", М., 1967.

Заварицкий А.Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала, "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 3, 1941.

Иванов С.Н. К проблеме происхождения ультрабазитов Урала. Тез. докл. П. Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1966.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях", М., 1955.

Книппер А.Л., Констанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. "Изв. АН СССР сер. геол.", № 10, 1964.

Малахов И.А., Таврин И.Ф. К вопросу происхождения талькокарбонатных пород Урала. В сб. "Проблемы метасоматизма", "Недра", М., 1970.

Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). "Наука", 1965.

Москалева С.В. О генезисе некоторых гипербазитов Урала. "Докл. АН СССР", т. 123, № 1, 1958.

Москалева С.В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. Информационный сборник. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

МОСКАЛЕВА С.В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. Тр. XXI МГК, пр. 13, 1960.

МОСКАЛЕВА С.В. К вопросу о генезисе гарцбургитовых комплексов Урала. Мат. к I Ур. петр. совещ. Свердловск, 1961.

МОСКАЛЕВА С.В. О формациях основных и ультраосновных пород Урала. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 4, 1963.

МОСКАЛЕВА С.В. Проблема верхней мантии и генезис гипербазитов. "Докл. АН СССР", т. 156, № 5, 1964.

МОСКАЛЕВА С.В. Химизм метасоматических превращений в дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. "Советская геология", № 5, 1965.

МОСКАЛЕВА С.В. О структурных соотношениях гипербазитового и диаллагито-габбрового комплексов дунит-гарцбургитовой формации. "Докл. АН СССР", т. 164, № 5, 1965₂.

МОСКАЛЕВА С.В. К проблеме генезиса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала. Записки ВМО", сер. 2, ч. 98, № 3, 1969.

МОСКАЛЕВА С.В. Роль процессов метасоматизма в образовании полезных ископаемых гипербазитовых формаций складчатых областей. В сб. "Проблемы метасоматизма", "Недра", М., 1970.

МОСКАЛЕВА С.В. Принципы прогноза полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами. В сб. "Основы научного прогноза полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами", Л., 1971.

ПАВЛОВ Н.В., КРАВЧЕНКО Г.Г., ЧУПРЫКИНА И.И. Хромиты Кемпирсарийского плутона. "Наука", М., 1968.

НИКОЛАЕВ В.А., ДОЛИВО-ДОБРОВОЛЬСКИЙ В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М., 1961.

ПЕЙВЕ А.В. Океаническая кора геологического прошлого. "Геотектоника", № 4, 1969.

ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС Н.А., КНИППЕР А.Л., МАРКОВ М.С., БОГДАНОВ Н.А., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., РУЖЕНЦЕВ С.В. Океаны и геосинклиальный процесс. "Докл. АН СССР", т. 196, № 3, 1971.

ПИНУС Г.В., КОЛЕСНИК Ю.Н. О метаморфических пироксенитах Тувы. "Геология и геофизика", № 3, 1960.

ХМАРА А.Я. Роль процессов метасоматоза в изменении ультрабазитов и формировании месторождений хризотил-асбеста. В сб. "Проблемы метасоматизма", "Наука", М., 1970.

ЩЕРБИНА В.В. Взаимосвязь явлений минералообразования и изоморфизма. "Геохимия", № 3, 1965.

ЩЕРБИНА В.В. О влиянии давления на изоморфные превращения. В сб. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования", "Наука", Л., 1967.

Milovanovic B. und Karamata S. Uber den Diapirismus Serpentinischer Massen (Jugoslavia). Rep. on the XXI session Intern. Kongr., vol. 18, 1960.

Green J. Geochemical table of the elements for 1959, Geol. Soc. Amer., bull. 70, 1959.

Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey.- *Econom.Geol.*, Vol. 59, № 8, 1964.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ).

А.Л. КНИППЕР, М.С. МАРКОВ

О ВОЗРАСТНОМ ВЗАИМООТНОШЕНИИ ПОРОД ВНУТРИ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Породы офиолитового комплекса пользуются необычайно широким распространением в пределах складчатых систем неогена. Эта серия пород в настоящее время почти всеми геологами выделяется в самостоятельную формацию, изверженные породы которой имеют магматическое происхождение и близкое время образования. Эта точка зрения впервые была сформулирована Штейнманном (Steinmann, 1905, 1926). Внутри офиолитовой формации Штейнманн выделил три группы пород ("Тройственный союз"), связанных как генетически, так и по времени своего возникновения. Это ультрабазиты, габбро, спилиты и радиолариты. Штейнманн считал, что время возникновения этой формации относится к начальному, доскладчатому этапу развития геосинклинали. В дальнейшем эта гипотеза была поддержана Штилле (1964_{1,2}), а в Советском Союзе — Билибиным (1955). Вплоть до настоящего времени она пользуется широким распространением. Однако в настоящее время появился целый ряд данных, позволяющих по-иному интерпретировать взаимоотношения пород внутри офиолитового комплекса, что, соответственно, должно привести нас и к другим тектоническим выводам. Рассмотрим некоторые примеры по внутреннему строению офиолитовых комплексов складчатых зон неогена.

На острове Ньюфаундленд, складчатая структура которого образовалась в результате таконских и акадских движений, наиболее полный разрез офиолитовой ассоциации известен в его западной части, где эти породы залегают в аллохтонной пластине (Williams, 1971; Stevens, 1970). В ее основании располагается I50-I60 мет-

ровая пачка гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев. Выше них залегают ультрабазиты, мощность которых колеблется от 3,2 до 6 км. Они сменяются зоной переслаивания, в которой сложено сочетаются дуниты, верлиты, троктолиты, разнообразные габброиды и анортозиты. Мощность пачки переслаивания местами достигает 1,6 км. Разрез венчается грубозернистыми битовнитовыми габбро, троктолитами и габбро-норитами, мощностью 2-2,5 км. В габброидах наблюдаются небольшие тела, штоки и жилы диоритов и кварцевых диоритов (Smith, 1958). В ряде мест в верхней части тектонического покрова выделяется дайковый комплекс (базальты, долериты, диабазы, вулканические брекчии (Williams, Malpas, 1972), на котором трансгрессивно залегают неметаморфизованные эффузивы ордовика (Williams, 1971). Именно эти образования по мнению канадских и американских геологов начинают разрез 2-го слоя палеозойской Прото-Атлантики (Dewey, Bird, 1971; Upadhyay et al., 1971). Близкий разрез установлен и в Войкарском массиве Полярного Урала (Морковкина, 1967; Буртман и др., в печати).

В пределах Альпийской складчатой области южной Европы и Азии наиболее полный и хорошо изученный разрез офиолитовой ассоциации вскрыт на острове Кипр, где в массиве Троодос наблюдается следующая последовательность пород. В основании разреза преобладают перидотиты (гарцбургиты, реже верлиты и лерцолиты). Среди перидотитов встречаются тела дунитов, а в краевых частях - слабо серпентинизированные пироксениты. Внутри этих пород нередко картируются сложные изоклиналильные складки, восстанавливаемые по первичной полосчатости (Moores, Vine, 1971). Вверх по разрезу ультраосновные породы сменяются габброидами. В зоне перехода от ультраосновных пород к основным развиты троктолиты и иногда полосчатый комплекс, состоящий из тонкого, часто сантиметрового переслаивания габбро и пироксенитов (Lapierre, Rocci, 1967). Среди габброидных пород выделяются уралитизированные габбро, нориты, оливиновые габбро, троктолиты, а также кварцевые диориты. В уралитизированных габбро часто видна амфиболизация пироксенов. Сложные реакционные ряды видны и в дупироксеновых норитах, которые переходят в оливинсодержащие породы, где оливин в свою очередь амфиболизируется (Moores, Vine, 1971).

Вверх по разрезу эти измененные габбро сменяются лавами

основного состава ("нижние пиллоу лавы", *Moore, Vine, 1971*). Как габбровый "слой", так и "нижние пиллоу лавы" переполнены роями (*swarms*) даек, которые известны в литературе под названием "комплекса параллельных даек" (*sheeted complex, Moores, Vine, 1971*). Этот интрузивный комплекс представляет собой переплетение десятков тысяч даек, мощностью от 1 см до 3-х м, которые буквально переполняют "нижние пиллоу лавы" и габбро. Среди этих жильных пород встречаются офиты и долериты, диабазы, лампрофиры, лабрадоровые плагиоклазиты и горнблендиты.

Как габброиды, так и нижние пиллоу лавы совместно с "комплексом параллельных даек" (за исключением лабрадоровых плагиоклазитов и горнблендитов) претерпели зеленосланцевый метаморфизм. На всех этих породах с резким структурным несогласием, располагаются "верхние пиллоу лавы" (*Lapierre, Rocci, 1967; Gass, 1968, Moore, Vine, 1971*). В их основании залегает вулканический агломерат, содержащий обломки офитовых габбро и долеритов. Среди "верхних пиллоу лав" широким распространением пользуются пикриты, хотя в разрезе преобладают спилиты.

Таким образом, разрез массива Троодос Кипра состоит из двух разновозрастных частей, нижняя из которых представлена гипербазитами, габброидами и метабазами (вместе с частью "комплекса параллельных даек"). Возраст этой серии пород неизвестен. Верхняя часть разреза массива Троодос представлена трансгрессивной серией базальтоидов и связанных с ней даек. Возраст этих пород скорее всего верхнетриасовый.

Ближние разрезы вскрыты еще и в других частях Альпийского складчатого пояса. Так, например, в северо-западной Сирии в основании разреза офиолитового комплекса располагаются серпентинизированные ультрабазиты. Возраст гарцбургитов, определенный К/Аг методом, — 3 860 млн. лет. Стратиграфически выше, по данным Казьмина (1971), располагается сложно построенная толща метаморфизованных туфов и эффузивов основного состава, сложно сочетающихся с телами габброидов и рассеченная многочисленными дайковыми телами (диабазы, габбро-диабазы и др.). Среди эффузивов выделяются спилиты и их лавобрекчии, щелочные основные эффузивы и их туфы, диабазы, долериты и андезитовые порфириты. Весь этот комплекс пород прорван огромным количеством диабазовых

даек. Габброиды претерпели интенсивную метасоматическую и тектоническую переработку (Казьмин, 1971). Их возраст - 3 250 млн. лет (K/Ar метод) (Паламарчук, Таштыби, 1968). Эти образования легко сопоставляются с разрезами докембрия Африканской платформы (Казьмин, 1971). Как ультрабазиты, так и породы вышеописанной метаморфизованной "габбро-диабазовой" серии трансгрессивно перекрываются вулканогенно-осадочной толщей (базальтоиды, силлицы, радиоляриты, кремнистые известняки) верхнетриасового возраста.

"Судя по метаморфизму, габбро-диабазовые образования являются самыми древними в альпийском меланже и резко отличаются от молодых альпийских шаровых лав" (Казьмин, 1971, стр. 25).

Внутри офиолитового комплекса Западного Тавра Жюто (Juteau, 1968) также резко отделяет время становления базит-гипербазитового комплекса от времени формирования его вулканогенно-осадочной покрывки. По его мнению к наиболее древнему комплексу относятся гарцбургиты, представленные типичными бластомилонитами, которые "... раздавлены, деформированы и перекристаллизованы в глубинных и безводных условиях, поскольку никаких следов серпентинизации, сопровождающей этот процесс не наблюдается" (Juteau, 1968, стр. 274). Такой тип деформаций по мнению Жюто может наблюдаться только в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Формирование полосчатых верлитов, переходящих в полосчатое амфиболовое габбро, произошло после процесса бластомилонитизации гарцбургитов. Оба этих комплекса пород являются как бы фундаментом, на котором формировалась верхне-триасовая вулканогенно-осадочная серия.

Древний возраст базит-гипербазитового комплекса устанавливается Памичем (Pamic, 1964, 1971) и для Югославии. По его мнению ультрабазиты и габбро являются чужеродными телами в структуре этой части Динарид. Памич приводит следующие доказательства в пользу этой точки зрения: 1) полосчатость в ультрабазитах и габбро несогласна с простиранием альпийских структур; 2) деформация кристаллов оливина и пироксена (дробление и скручивание кристаллов, их перекристаллизация и др.) не имеет ничего общего с деформациями минералов в мезозойских породах; 3) с комплексом габбро тесно связаны эклогиты и амфиболиты, которые могли воз-

никнуть только в условиях амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма. Зачастую эти амфиболиты тонко переслаиваются с ультрабазитами. Мощность таких пачек переслаивания может достигать 1 500 м (массив Озрен). В породах диабаз-радиоляритовой формации (J₂₋₃), тесно ассоциирующейся в пространстве с вышеописанными породами, метаморфизм подобного типа полностью отсутствует.

Аналогичные разрезы офиолитовой ассоциации встречаются в пределах современных геосинклинальных систем (островные дуги), где их нижняя часть выделена под названием меланократового фундамента (Марков, 1970).

На полуострове Камчатского мыса, представляющем собой западное окончание Алеутской островной дуги, интересующие нас породы вскрыты в центральной части горста на юге полуострова. Последовательность пород здесь такова. В нижней части разреза меланократового фундамента обнажены полосчатые гнейсовидные оливиновые и двупироксеновые габбро с подчиненными телами перидотитов, в центральной части которых сохранились небольшие дунитовые ядра. Переходы от перидотитов к габброидам постепенные — через форелленштейны и троктолиты. В целом для этой части разреза характерно груборитмичное строение. При этом оливиновые габбро развиты внизу ритмов, оливин-пироксеновые и пироксеновые габбро — в средней, а лейкократовые пироксеновые габбро — в верхней части ритмов. Изучение габброидов показывает, что они сформировались в результате метасоматического преобразования серпентинизированных ультрабазитов. В этих породах наблюдаются очень своеобразные куполовидные структуры (Марков и др., 1972). Выше залегают тонко- и грубополосчатые разнозернистые диалаговые габбро, в которых также содержатся линзовидные включения ультраосновных пород. Широко развиты согласные и секущие жилы пегматоидных габбро. Мощность этой части разреза меланократового фундамента местами достигает 5000–5500 м. Для пород этой части разреза характерен интенсивный катаклиз и деформация минералов, микротрещиноватость, наличие линейно ориентированных текстур.

Выше располагается толща метаморфизованных базальтов, в которых сохранилась шаровая отдельность. Базальты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, реже амфиболитовой. В нижней

части базальтовой толщи встречаются полосы, жилеобразные выделения и неправильной формы тела средне- и крупнозернистых амфиболовых габбро. Контакты их с эффузивами расплывчатые, извилистые. Мощность толщи метазэффузивов не превышает 1000 м. Разрез венчается силлами и дайками авгитовых диабазов и базальтов, которые по существу представляют собой сложное тело мощностью около 1000 м, состоящее из пластовых тел и сложно пересекающихся даек. Эти породы также затронуты процессами метаморфизма. Аналогичные дайки и пластовые тела встречаются и ниже по разрезу, а в средней части габброидов встречено тело диабазов, мощностью до 2500 м. Образования меланократового фундамента несогласно перекрываются породами вулканогенно-кремнистой формации верхнего мела, в основании которой залегают горизонты с обломками всех вышеперечисленных пород. Верхняя часть пород меланократового фундамента сильно изменена и превращена в хлорит-коренситовую глинистую массу, что говорит о продолжительном перерыве. В составе верхнемеловой толщи распространена ассоциация пород (толеитовые базальты, яшмы, пелитоморфные известняки и гиалокластиты), свидетельствующая о глубоководных условиях их образования. По мнению Хотина (1972) гиалокластиты, сходны с океаническими красными глинами. Таким образом, время формирования глубоководных осадков и толеитов оказывается оторванным от пород меланократового фундамента, от которого они отделяются перерывом и несогласием. К моменту накопления вулканогенно-кремнистой толщи породы подвергались метаморфизму (возможно неоднократному) и были дислоцированы.

Аналогичные соотношения между вулканогенно-кремнистыми отложениями (мел-палеогенового возраста) известны в северо-восточной части Калимантана (Сабах), где базальные горизонты вулканогенно-осадочного разреза содержат гальку нижележащих пород (Haile, 1969; Kirk, 1968; Huthison, 1968; Wong, Leong, 1969) и несогласно залегают на породах меланократового фундамента. Меланократовый фундамент представлен здесь амфиболитами и габброидами, сменяющимися вниз по разрезу ультрабазитами. Сложное строение пород меланократового фундамента выявляется по работам Дэвиса (Davies, 1971) для ультрабазитового пояса Новой Гвинеи, протягивающегося на расстоянии свыше 400 км. На всем этом расстоянии в основании надвиговой пластины залегают ультрабазиты, которые вверх по раз-

разу сменяются телом габброидов, имеющих мощность около 6 км. Меланократовый фундамент здесь состоит из разнообразных типов габброидов, соотношение которых друг с другом заставляет считать, что его формирование в Новой Гвинее также было длительным. Выше этих пород залегают вулканогенные породы верхнего мела, соотношение которых с габброидами, к сожалению, детально не изучено.

Приведенный выше фактический материал по складчатым зонам различного возраста, позволяет говорить о том, что внутри офиолитового комплекса четко выделяются две разновозрастные группы пород, к первой из которых относятся ультраосновные породы, различного типа габброиды и метабазиты, а ко второй — неизменные эффузивы основного состава и пелагические осадки (в том числе и радиоляриты). Возраст последней группы пород устанавливается достаточно надежно обычными геологическими методами.

Значительно более сложен вопрос о возрасте пород нижней части офиолитового комплекса, как это было показано выше, он во многих местах трансгрессивно перекрыт эффузивно-осадочной серией и включает в себя разнообразный комплекс пород (породы дайковой серии, метабазалты, разнообразные габброиды и ультрабазиты). Ультрабазиты всегда располагаются в основании разреза офиолитовых серий, несут следы интенсивных деформаций (бластомилонитизация, протоклаз, сложные складки) и многими исследователями рассматриваются как части верхней мантии, внедрившиеся в верхние части земной коры в твердом состоянии.

Габброиды, связанные постепенными переходами с ультрабазитами, по всей видимости, представляют собой сложные метасоматические породы, возникшие по гипербазитам в условиях эклогитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (Морковкина, 1967; Ефимов, Ефимова, 1967). Эти породы претерпели интенсивную тектоническую переработку (катаклаз, складки течения и др.).

Метабазалты, тесно ассоциирующиеся в пространстве с амфиболовыми габбро, изменены в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма и дислоцированы слабее. Не исключено, что их метаморфизм и дислокации имеют более молодой возраст. Иногда отмечается наложение этих фаций метаморфизма и на габброиды возникшие по ультрабазитам.

Верхняя часть ультрабазитов, разного типа габброиды и метабазиты пересекаются породами дайкового комплекса, которые,

как правило, также бывают затронуты зеленосланцевым метаморфизмом. Все это свидетельствует о длительности, неоднородности и полигенности нижней части разреза офиолитовой ассоциации, что позволяет многим исследователям рассматривать его как догеосинклинальный фундамент складчатых областей (Книппер, 1970; Марков, 1970; Пейве и др., 1971, 1972).

Многие вопросы истории формирования этого фундамента сейчас еще не ясны. Наиболее важными из них представляются следующие:

- 1) Какова природа и длительность перерыва между породами нижней и верхней части офиолитовой ассоциации?
- 2) Какой интервал времени занимает формирование полигенного комплекса пород нижней части офиолитовой ассоциации? Нет ли внутри него еще не обнаруженных нами перерыва и несогласий?
- 3) В каких тектонических условиях накапливались толщи метабазалтов, входящих сейчас в состав нижней части офиолитовой ассоциации (геосинклиналь? протокоеан? нуклеарная стадия развития земной коры)?

Как было показано выше, внутри офиолитового комплекса устанавливаются две разновозрастных группы пород, взаимоотношения между которыми следует рассматривать как взаимоотношения фундамента с его чехлом. Поэтому эти породы ни с тектонической, ни с петрологической точки зрения не могут быть включены в единую формацию.

Литература

- БАЛИБИН Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- БУРТМАН В.С., МОЛДОВАНЦЕВ Ю.С., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., ШУЛЬЦ С.С. (мл.), (в печати). Океаническая кора Урала и Тянь-Шаня.
- ЕФИМОВ А.А., ЕФИМОВА Л.П. Кытлымский платиноносный массив. Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 13, "Недра", 1967.
- КАЗЬМИН В.Г. К проблеме "Альпийского меланжа", "Геотектоника", № 2, 1971.
- КНИППЕР А.Л. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. "Геотектоника", № 5, 1970.

МАРКОВ М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. "Геотектоника", № 2, 1970.

МАРКОВ М.С., НЕКРАСОВ Г.Е., ХОТИН М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка). "Геотектоника", № 4, 1972.

МОРКОВКИНА В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. Тр. ИГЕМ, "Наука", М., 1967.

ПАЛАМАРЧУК С.Ф., ТАШТЫБИ С. Докембрий северо-восточного Средиземноморья. МГК, 23 сессия, Докл. сов.геол., пробл. 4, "Геология Докембрия", Л., 1968.

ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС Н.А., КНИППЕР А.Л., МАРКОВ М.С., БОГДАНОВ Н.А., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., РУЖЕНЦЕВ С.В. Океаны и геосинклинальный процесс. "Докл. АН СССР", т. 196, № 3, 1971.

ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС Н.А., МОССАКОВСКИЙ А.А., ПЕРФИЛЬЕВ А.С., РУЖЕНЦЕВ С.В., БОГДАНОВ Н.А., БУРТМАН В.С., КНИППЕР А.Л., МАКАРЫЧЕВ Г.И., МАРКОВ М.С., СУВОРОВ А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. "Советская геология", № 12, 1972.

ХОТИН М.Ю. Кремнистые породы верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой фации полуострова Камчатский мыс. "Литол. и полезн. ископ.", № 3, 1972.

ШТИЛЛЕ Г. К вопросу о происхождении магм. Избранные труды, "Мир", 1964₁.

ШТИЛЛЕ Г. Введение в строение Америки. Избранные труды; "Мир", М., 1964₂.

Davies H.Z. Papuan Ultramafic Belt. Report of the XVIII Session Jnt.Geol.Congr. Section I, Prague. 1968.

Davies H.Z. Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust Bureau of mineral resources, geology and geophysics, Bul. № 128, Australia, 1971.

Dewey J.E., Bird J.M., Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. "Jour. Geoph.Res.", vol. 76, № 14, 1971.

Gass I.G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? "Nature", 220, № 5162, 1968.

Haile N.S. "Geosinclinal theory and the organizational patteru

of the North-West Borneo Geosyncline". *Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London*, vol. 127, 1969.

Hutchison Ch.S. "Tectogenic Hypothesis applied to the Pre-Tertiary of Sabah and the Philippines". *Geol. Soc. of Malaysia*, N^o 1, 1968.

Juteau T. Commentaire de la carte géologique des ophiolites de la région Kumluca (Taurus Lycien, Turquie méridionale): Cadre structural, modes de gisement et description des principaux faciès du cortège ophiolitique. "Bull.Min.Res. expl. Jnst.", Turquies, vol. 70, 1968.

Kirk H. J.C. "The Igneous rocks of Sarawak and Sabah." *Geologic. Surv. Borneo region, "Malaysia Bull"*, vol. 5, 1968.

Lappierre H., Rocci G. Le massif pluto-volcanique basique de Kellaki (Chypre). I. Etude pétrographique et structural. "Sci. de la Terre", 12, N^o 3, 1967.

Moore E.M., Vine F.S. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implication. "Phil. Trans.Roy.Soc.", London, A268, N^o 1192, 1971.

Pamić I., Magmatske i tektonske structure u ultramafitima basanske serpentinske zone. *Geoloskog glashika Knjiga II*, Sarajev, 1964.

Pamić J., Some Petrological Features of Bosnian Peridotite-gabbro-complexes in the Dinaride zone of Yugoslavia. "Tschermaks Min.Petr.Mitt.", vol. 15, 1971.

Smith Ch.H. Bay of Islands igneous complex Western Newfoundland. *Geol. Surv. Csn., mem.* 290, 1958.

Steinmann G. *Geologische Beobachtungen in den Alpen*. Ber. Natur Gesell., vol. 16, Freiburg, 1905.

Steinmann G. Die Ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirge. C.R.14, *Congres Geol.Intern.,Madrid* 2, 1926.

Stevens R.K. "Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic ocean." *Geol.Ass.Canada, Spec. Paper*, N^o 7, 1970.

Upadhyay H.D., Dewey J.F., Neale E.R.W. The Betts Cove ophiolite complex, Newfoundland: Appalachians oceanic crust and mantle. *Geol.Ass., Can., Proceed.*, v.24, 1971.

Williams H., Maipas J., She-ted Dikes and Brecciated Dike Rocks Within transported igneous complex Bay of Islands, Western

Newfoundland. Canad. Journ. of Earth Scien., № 9, 1972.

Williams H. Maric-Ultramafic complex in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation. Geol. Ass. Canad., Proceed., vol. 24, 1971.

Wong N.P., Leong K.M. "Stratigraphical relationship of the Crystalline Basement and Chert-Spilitite formation of eastern Sabah". Discussion Meeting "Problems in Mesozoic Geology in Malaysia. Geol. Soc. of Malaysia, 1969.

Геологический институт АН СССР (ГИН).

И.А. МАЛАХОВ

ПЕТРОХИМИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Вещественный состав ультраосновных пород является одним из серьезных аргументов при решении вопросов их формационной и генетической принадлежности и металлогенической специализации. Кроме того, его безусловно нужно учитывать при решении наиболее сложной проблемы — генезиса гипербазитов. Немаловажное значение имеет также вопрос об изменении состава гипербазитов в процессе их метаморфизма и, в частности, при серпентинизации, поскольку при изучении гипербазитов в пределах складчатых областей приходится всегда иметь дело с измененными ультраосновными породами.

Несомненный интерес представляет также вопрос о стабильности состава главных разновидностей ультраосновных пород, имеющих различный возраст (от протерозоя в Енисейском кряже и кембрия в Алтае — Саянской складчатой области до мезозоя и третичного времени на Дальнем Востоке, Кавказе). Урал занимает промежуточное положение в отношении времени формирования гипербазитов, которое обычными стратиграфическими методами датируется ордовиком и верхним силуром, средним и верхним девонам и карбоном.

Состав гипербазитов складчатых областей

Для гипербазитов складчатых областей характерен относительно простой первичный минеральный состав: оливин, ромбический и моноклинный пироксены, а также хромшпинелид. Количественные соотношения первых трех главных минералов определяют все разнообразие гипербазитов, выделяемых в классификациях различными исследователями (Малахов, 1962; Волохов, 1969; Золоев, 1970; Streckeisen, 1967).

В отличие от типичных стратиформных ультраосновных массивов базальтоидного происхождения (типа Бушвелда или Стиллуотера) альпийским гипербазитам свойственно полное отсутствие первичного магнетита.

Характерной особенностью геосинклинальных гипербазитов, включая Уральские, является также отсутствие в них первичного плагиоклаза. Во всяком случае, плагиоклаз в лерцолитах из ряда ультраосновных массивов (Нуралинский, Крака) имеет несомненно вторичное метасоматическое происхождение.

Как хорошо известно, химический состав гипербазитов определяется прежде всего аномально высоким содержанием окиси магния, которое в дунитах является максимальным и достигает 48-50%, несколько ниже в гарцбургитах - 42-43%, и снижается до 32-34% в лерцолитах, верлитах и энстатитах. С другой стороны, для оливинсодержащих пород характерно наиболее низкое содержание кремнезема, опускающееся в дунитах до 40%, а в гарцбургитах - до 45%.

Обращает на себя внимание весьма выдержанное содержание железа в главных разновидностях ультраосновных пород. Среднее содержание железа в уральских дунитах составляет - 6,7%, дунит-гарцбургитах - 6,4%, в верлитах - 6,6%. При этом более или менее стабильным оно остается и для разновозрастных дунитов и перидотитов.

Для наиболее распространенных разновидностей гипербазитов - дунитов, дунит-гарцбургитов и гарцбургитов характерной особенностью является очень низкое содержание в них титана и ванадия, которое в отмеченных разновидностях уральских пород чаще всего ниже соответственно одной сотой и одной тысячной про-

цента. Низкие содержания титана фиксируются и в других альпийно-типных гипербазитах (Соболев, 1952; Пинус, Колесник, 1966). Повышение содержания титана и ванадия отмечается лишь в клинопироксенитах, ассоциирующих с альпийно-типными дунитами и перидотитами.

Наконец, для альпийно-типных гипербазитов весьма характерно низкое содержание щелочей, особенно калия. Изучение статистических параметров распределения свидетельствует о том, что в уральских дунитах и перидотитах натрия содержится лишь 0,03–0,05%, а калия – менее 0,01%. Количество их несколько повышается лишь в клинопироксенитах.

Изучение характера распределения главных и ряда рассеянных элементов, включая хром, в ультраосновных породах показало, что почти все они распределены по нормальному закону. Однако, для ряда элементов, в частности, для алюминия, натрия, калия, наиболее характерно логарифмически нормальное распределение. Родионовым (1961) было показано, что последний тип распределения определяется с одной стороны концентрацией этих элементов в различных минералах, а с другой – возможностью их частичного привноса при метаморфизме.

Влияние процессов метаморфизма на состав исходных ультраосновных пород

Широкое развитие вторичных процессов изменения – характерная особенность любых альпийно-типных гипербазитов, однако при этом доминирующим процессом безусловно является серпентинизация. Как показали специально проведенные исследования (Беус, 1972, Малахов, 1972), вряд ли гипербазиты в верхней части верхней мантии содержали сколько-нибудь значительное количество летучих. Поэтому серпентинизация, вероятнее всего, является фреатической (Соболев, 1952).

Расчет основных реакций серпентинизации на основе реальных минеральных парагенезисов позволил установить различную глубинность этого процесса: безмагнетитовая брусит-хризотил-лизардитовая ассоциация образуется на относительно больших глубинах, в условиях повышенного парциального давления воды. Магнетит-ан-

тигоритовая ассоциация образуется при малом парциальном давлении воды (Малахов, 1971). Поскольку антигорит является стрессовым минералом, можно полагать, что последняя ассоциация образуется в условиях зоны относительно повышенного градиента давлений (Иванов, 1969), где давление на жидкую фазу значительно меньше общего давления. Однако, подобное соотношение P_{H_2O} и $P_{общ.}$ наблюдается и в пределах зон тектонических нарушений.

Изучение химизма гипербазитов при наложении этих двух фаз серпентинизации показало, что массовая региональная серпентинизация не приводит к сколько-нибудь значительному изменению соотношения между основными породообразующими компонентами пород (Штейнберг, 1960), хотя в некоторых случаях может происходить небольшой привнос алюминия и щелочей. Напротив, образование магнетит-антигоритовых серпентинитов представляет собой пример локального, чаще всего прогрессивного метаморфизма, который происходит при постоянном объеме и сопровождается выносом ряда элементов, в первую очередь магния и железа.

Аналогичная картина наблюдается и при образовании тальк-карбонатных пород и талькитов. Здесь также вполне уверенно можно выделять две стадии — изохимическую, связанную лишь с подвижностью CO_2 и H_2O и свойственную тальк-карбонатным породам, и аллохимическую — в талькитах, где к числу подвижных компонентов принадлежит также кремнезем.

Значительно большие изменения состава исходных пород наблюдаются при высокотемпературных метасоматических изменениях гипербазитов — оливинизации, энстатитизации, клинопироксенизации и фельдшпатизации. Вопрос о масштабах проявления этих процессов является в настоящее время спорным, однако в принципе они устанавливаются среди очень многих ультраосновных массивов. В отличие от перечисленных метасоматических процессов высокотемпературный процесс десерпентинизации, связанный с образованием оливин-энстатитовых пород (Юдин, 1959; Коновалова, 1969; Булыкин, Золов, 1968) является в подавляющем большинстве случаев изохимическим и связан лишь с дегидратацией серпентинитов.

Таким образом, в общем случае наблюдается определенная зависимость подвижности компонентов от температуры вторичного изменения: чем ниже температура, тем больше метаморфизм по своему характеру приближается к изохимическому. Естественно, пересчет

химических анализов на первичный минеральный состав можно проводить лишь для изохимически измененных ультраосновных пород.

О связи генетической природы и
формационной принадлежности гипербазитов с их
составом

К числу наиболее распространенных критериев при определении генетической природы ультраосновных пород является магний — железистое отношение — критерий, впервые установленный Хесом и затем на целом ряде конкретных пород из различных регионов подтвержденный Соболевым (1952, 1959), Пинусом и др. (1958, 1966), Кузнецовым (1953, 1964), нами (Малахов, 1966) и рядом других исследователей.

Подобный принцип генетического деления имеет под собой реальную почву, если иметь в виду, что дуниты и гарцбургиты гипербазитовой формации, более магнезиальные, являются производными ультраосновной магмы, генерирующейся в пределах верхней мантии, в то время как породы габбро-перидотитовой или габбро-пироксенит-дунитовой формации являются производными основной, базальтовой магмы. Подобное деление, прочно утвердившееся в литературе (Заварицкий, 1955; Кузнецов, 1964), имеет первостепенное значение при определении связи эндогенных полезных ископаемых с ультраосновными породами различной генетической природы.

Помимо этого критерия различными исследователями были предложены и другие. В частности Пинусом, Кузнецовым и Волоховым (1958) в качестве наилучшего признака для разделения пород различной генетической природы было использовано содержание в них титана. Недавно Сутуриным и др. (1972), учитывая, что для альпинотипных гипербазитов, помимо низкого содержания титана, характерны повышенные концентрации хрома, в качестве наилучшего критерия для диагностики предложено использовать отношение $\frac{M}{F}$ и $\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$ совместно. Согласно их расчетам уравнение прямой $D = \frac{M}{F} + 0,43 \cdot \frac{Cr_2O_3}{TiO_2} - 9,6$ позволяет достаточно

четко разграничить дуниты, перидотиты и соответствующие им по составу серпентиниты различных формационных типов: при $D > 0$ породы относятся к дунит-гарцбургитовой или гипербазитовой формации, при $D < 0$ - к габбро-перидотитовой.

Поскольку средние составы ультраосновных пород - дифференциатов ультраосновной и основной магмы - различаются между собой, различными исследователями были предприняты попытки определять формационную принадлежность гипербазитов на основе уравнений гиперплоскости, полученных по расчетам дискриминантной функции. В частности по Кутолину и др. (1966) уравнение имеет вид:

$$D_1 = 0,003 \text{ SiO}_2 - 6,672 \text{ TiO}_2 - 0,109 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,018 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0,813 \text{ FeO} + 0,249 \text{ MgO} + 0,106 \text{ CaO} - 1,551 \text{ Na}_2\text{O} + 0,289 \text{ K}_2\text{O} - 5,651$$

По Сутурину и др. (1972), которые ввели в состав уравнения также хром и использовали величину суммарного содержания железа в пересчете на закись, уравнение имеет вид:

$$D_2 = 0,0059 \text{ SiO}_2 - 0,0377 \text{ TiO}_2 - 0,0016 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0262 \text{ Cr}_2\text{O}_3 - 0,0262 (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) + 0,0029 \text{ MgO} - 0,0374 \text{ CaO} - 0,1319 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0864 \text{ K}_2\text{O} - 0,0555$$

В том и другом случае расчетная величина $D > 0$ означает принадлежность к дунит-гарцбургитовой или гипербазитовой формации, а в случае $D < 0$ - к габбро-перидотитовой или габбро-пироксенит-дунитовой.

Проведенные нами расчеты по этим уравнениям гиперплоскости для средних составов главных разновидностей гипербазитов дунит-гарцбургитовой, дунит-клинопироксенитовой и базальтоидной формаций на Урале и альпинотипных гипербазитов юга Сибири показали, что для определения генетической принадлежности первичных пород дунит-гарцбургитовой серии в принципе пригодны оба уравнения дискриминантной функции, однако вторым пользоваться удобнее, поскольку оно не зависит от степени окисления железа в исходных породах и уменьшает диагностическую неопределенность при расчетах.

Из выполненных нами расчетов также следует, что к породам гибридного происхождения с достаточно широким развитием в них метасоматических процессов предложенные уравнения дискриминантной функции неприменимы.

О составе разновозрастных гипербазитов в складчатых областях

Большой интерес представляют исследования петрохимических особенностей ультраосновных пород для разделения разновозрастных гипербазитов. В качестве критерия Велинским и др. (1968) был рекомендован метод линейной дискриминантной функции в связи с выявившимся закономерным изменением состава альпинотипных гипербазитов во времени. Если с известной долей приближения пересчитать данный ими средний состав на безводную разность пород, то можно легко заметить закономерное уменьшение в гипербазитах более молодого возраста магния и увеличение кремния, а также кальция.

Поскольку в данном авторами уравнении гиперплоскости:

$$D_3 = 0,605 \text{SiO}_2 - 0,567 \text{Al}_2\text{O}_3 - 0,893 \text{FeO} - \\ - 0,970 \text{MgO} - 0,313 \text{CaO} - 6,959 \text{Cr}_2\text{O}_3 + 23,06$$

кремнезем и окись магния характеризуются различными знаками, в более молодых по возрасту гипербазитах величина D_3 может приближаться к нулю или даже быть положительной. Подобная тенденция наблюдается и при расчетах по этому уравнению уральских ультраосновных пород - дунитов, дунит-гарцбургитов и гарцбургитов.

Соотношение состава разновозрастных гипербазитов для Урала и в целом для складчатых районов СССР свидетельствует об общей тенденции изменения пород в сторону некоторого раскисления и понижения в них содержания магния. Во всяком случае в раннегеосинклинальных дунитах дунит-гарцбургитах по сравнению с аналогичными породами, претерпевшими более длительный период становления - вплоть до девона и карбона, содержится несколько больше магния и соответственно меньше кремнезема и глинозема.

Содержание и состав хромшпинелидов и магнетитов — показатель глубины формирования гипербазитов

Несмотря на стабильность содержаний хрома в дунитах и перидотитах, состав акцессорных, а также рудообразующих хромшпинелидов подвержен значительным колебаниям, что объясняется в первую очередь меньшей термодинамической устойчивостью их по сравнению с оливином и пироксенами. Это следует также из результатов изучения состава хромшпинелидов из ультраосновных включений в базальтах (Ross et al., 1954), где первичные силикатные минералы — оливин и ортопироксен — представлены существенно магниезальными разновидностями, а шпинель, скорее всего вторичная по происхождению, представлена чаще всего глиноземистыми и железистыми ее разновидностями с аномально высоким для мантийных пород содержанием двуокиси титана — от 0,44 до 1,73%.

Проведенный нами расчет числа катионов в ячейке хромшпинелидов из пород гипербазитовых массивов Урала, принадлежащих к различным формационным типам, показал, что в хромшпинелидах из альпийотипных дунитов и гарцбургитов отмечается минимальное содержание трехвалентного железа, не превышающее обычно одного атома на элементарную ячейку.

Изучение статистического распределения хрома и алюминия показало, что хромшпинелиды из пород дунит-гарцбургитовой формации Урала достаточно четко разделяются на две группы: высокохромистые, с количеством хрома более 10,8 атома, и низкохромистые, для которых характерно повышенное содержание алюминия.

Хромшпинелиды из дунитов дунит-клинопироксенитовой формации характеризуются значительно более высоким содержанием трехвалентного железа, составляющего по данным перерасчетов от 2 до 7 атомов в элементарной ячейке. Хромшпинелиды из дунит-гарцбургитов и гарцбургитов Сарановского массива, имеющих базальтоидное происхождение, помимо несколько повышенного по сравнению с типичными альпийотипными перидотитами содержания хрома, составляющего 9-10 атомов в ячейке, характеризуются высоким содержанием двух- и трехвалентного железа, что сближает их с дунитами дунит-клинопироксенитовой формации.

Обращает на себя внимание большое сходство состава хромшпинелидов из гарцбургитов Сарановского массива и Бушвельского комплекса, имеющего бесспорно базальтоидное происхождение. Для хромшпинелидов последнего характерно лишь более высокое содержание двухвалентного железа и более низкое - магния.

Сопоставление состава хромшпинелидов из пород различных формационных типов показывает, что наибольшей глубиной формирования будут характеризоваться магнохромиты из альпинотипных гипербазитов, содержащие наименьшее количество как окисного, так и суммарного железа. Нужно подчеркнуть, что эти хромиты имеют много общего с хромшпинелидами из включений в алмазах из кимберлитов, описанных недавно Соболевым и др. (1971) и Майером (Meyer, 1968).

Кристаллизация же хромшпинелидов и окончательное становление дунитов Платиноносного пояса Урала и перидотитов базальтоидного происхождения происходили в более высоких структурных горизонтах, вероятнее всего, в пределах земной коры. При этом нужно иметь в виду, что в базальтоидных гипербазитах хромшпинелид принадлежит к раннемагматическому типу, в то время как в альпинотипных он кристаллизуется после главных породообразующих силикатных минералов. Таким образом, если в базальтоидных гипербазитах условия кристаллизации хромшпинелидов характеризуют структурный уровень формирования гипербазитов, то в альпинотипных - верхнюю границу. Именно так следует понимать расчеты глубин становления различных формационных типов гипербазитов Урала по термодинамическим (Малахов, 1972₁), и геохимическим данным (Малахов, 1972₂, 1973).

Как показали исследования Павлова и др. (1968), Алиевой и Базилевского (1969) и ряда других исследователей, в хромшпинелидах из альпинотипных гипербазитов содержится незначительное количество титана - в среднем 0,2% TiO_2 . В хромшпинелидах же из базальтоидных массивов его значительно больше: в гипербазитах Сарановского массива - 0,7% TiO_2 , из Стилуотера - 0,6%, а из Бушвельда даже - 1,5% TiO_2 . Повышенное содержание двуокиси титана отмечается также в хромшпинелидах из дунитов Платиноносного пояса - 0,65-0,7% TiO_2 . Если учесть, что в дунитах Гулинской интрузии, формировавшейся, по всей вероятности, в гипабисальных ус-

ловиях и сопровождавшейся образованием меймечитов, хромшпинелиды содержат 4,5–5% двуокиси титана, то можно достаточно уверенно считать, что количество титана в хромшпинелидах обратно пропорционально глубине их кристаллизации.

Результаты изучения состава хромшпинелидов из целого ряда гипербазитовых массивов Урала минералографическими методами и с помощью микрозонда (малахов, Царицын, 1971) показали, что при метаморфизме дунитов и гарцбургитов с образованием магнетит-антигоритовых серпентинитов происходит интенсивный метаморфизм хромшпинелидов с замещением их магнетитом или титаномагнетитом.

Практически полное отсутствие хромшпинелидов среди пород перкнитовой группы гипербазитов связано с метасоматической природой образования этих пород в пределах верхней части земной коры и является еще одним доказательством неустойчивости в этих условиях хромшпинелидов. Основным типоморфным акцессорным минералом в них является магнетит. Согласно исследованиям Штейнберга и Фоминых (1972, 1968) по содержанию титана в гипербазитах Платиноносного пояса выделяется три основных разновидности. Первая разновидность со среднемодалным содержанием двуокиси титана 1,1% свойственна безрудным горнблендитам, вторая разновидность магнетитов, в среднем содержащая 2,0–2,2% TiO_2 , свойственна оливиновым клинопироксенитам и рудным горнблендитам, и, наконец, третья, содержащая 3,5–4,5% TiO_2 , характерна для магнетитовых пироксенитов, верлитов и оливинитов.

Есть основания считать, что различное содержание титана, в общем случае хорошо коррелируемое с общим содержанием железа во вмещающих их гипербазитах, также определяется различной глубиной их формирования, как это отмечается и для хромшпинелидов.

Таким образом, если кристаллизация хромшпинелидов характеризуется в общем случае глубинные (мантийные) условия становления гипербазитов, то формирование магнетита происходит в условиях, типичных для верхней части земной коры.

К вопросу о генезисе гипербазитов

Состав ультраосновных пород и слагающие их парагенетические ассоциации минералов дают важную информацию относительно гене-

тической природы гипербазитов и глубины их становления. В первую очередь это относится к магнезиально-железистому отношению в них, впервые примененному Хессом (Hess, 1938) и детально разработанному для ультрабазитов из различных регионов СССР Соколовым (1952), Кузнецовым (1953), Пинусом (1957) и рядом других. По Шербине (1967) относительная обогащенность более глубинных пород легкими элементами является закономерным явлением и связана с более плотной их структурной упаковкой.

С этой точки зрения обладающие более железистым составом стратиформные гипербазиты, распространенные в платформенных областях, должны характеризоваться меньшей глубиной становления и кристаллизации по сравнению с альпинотипными гипербазитами. Таким образом, если для типичных стратифицированных массивов базальтоидного происхождения типа Бушвелда устанавливается глубина формирования порядка 10 км, то глубина кристаллизации альпинотипных гипербазитов должна быть значительно большей.

Об этом же свидетельствует и более низкое содержание титана в альпинотипных гипербазитах, минимальное количество в них щелочей, как калия, так и натрия, низкое содержание алюминия и кальция (Пинус, 1957; Малахов, 1966, 1969).

Одним из принципиальных вопросов генезиса альпинотипных гипербазитов является вопрос о том, в каком виде — в жидком или твердом — интродировали гипербазиты из мантии в верхние структурные горизонты земной коры. В соответствии с экспериментальными данными Грина и Рингвуда (1968) оливин типичного для альпинотипных гипербазитов состава кристаллизовался из оливинового толеита при температуре 1350°C и давлении 5–9 кбар. По Базилевскому (1968), Базилевскому и Уханову (1967) температура кристаллизации альпинотипных дунитов составляет 1400°C, а гарцбургитов — около 1100°C. Установленные факты контактового воздействия дунитов Платиносного пояса Урала с образованием пироксеновых роговиков (Ефимов, Ефимова, 1967), а также в ряде других районов (Green, 1964; Challis, 1965), свидетельствуют о достаточно высокой температуре внедрившихся гипербазитов.

Согласно диаграмме тепловых состояний земной коры и верхней мантии (Белоусов, 1968) температура в области оптимальных глубин образования гипербазитов (порядка 60–70 км) была около 1400°C,

что предопределяет возможность существования ультраосновных расплавов. Об этом как-будто свидетельствует и наличие на Урале и в ряде других регионов ультраосновных массивов с хорошо выраженной зональностью.

Однако, имеющийся у нас материал, в частности, по содержанию железа в разновозрастных гипербазитах, свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь четко выраженной дифференциации гипербазитов в пределах земной коры. Гипербазиты, вероятнее всего, внедрялись в виде массы кристаллов оливина с небольшим количеством межгранулярной жидкости, облегчающей движение кристаллической массы, на что в своё время указывали Боуэн и Таттл (1950). При этом, если кристаллы оливива, а возможно и энстатита, представляли собой глубинное, типично мантийное образование, то хромшпинелиды могли кристаллизоваться в области достаточно широкого диапазона глубин, о чем свидетельствуют большие вариации их состава в определенных разновидностях гипербазитов, а также в однотипных породах различной формационной принадлежности.

Подобная трактовка генезиса раннегеросинклинальных гипербазитов Урала, однако, не объясняет всей сложности и многофазности процесса их формирования. Анализ характера метаморфизма гипербазитов средне-верхнедевонского и карбонового возраста для целой серии массивов Среднего и Южного Урала показал, что их внедрение не сопровождалось каким-либо контактовым воздействием на вмещающие тодди. Если учесть, что подобные массивы гипербазитов целиком или в приконтактных частях слагаются магнетит-антигоритовыми серпентинитами, которые формируются в тектонических зонах (Малахов, 1971) и образование которых значительно повышает трансляционную способность ультраосновных пород (Milovanovic, Karata, 1960), то можно сделать вывод, что эти массивы представляют собой явно аллохтонные образования. Во многих случаях для них характерно залегание среди сланцев, песчаников, известняков, гнейсов и других пород, не входящих в состав офиолитовых комплексов. Очевидно, механизм их внедрения в верхние структурные горизонты земной коры и окончательного становления вполне соответствует механизму, описанному для Кавказа Книппером и Констаняном (1964), а для Урала - Пейве и др. (1971).

В заключение следует отметить, что изложенные выше представ-

ления относительно генезиса гипербазитов Урала почти полностью аналогичны взглядом Паланджяна (1971) на происхождение альпино-типных гипербазитов Закавказья, имеющих тот же состав, но более молодой — мезозойский возраст.

Литература

- Алиева О.З., Базилевский А.Т. О характере изменений химического состава рудообразующих хромшпинелидов на одном из месторождений Кемпирсайского массива. "Геология рудных месторождений", № 1, 1969.
- Базилевский А.Т. Эксперименты в системах, состоящих из оливина, энстатита и хромшпинелида. "Геология рудных месторождений", № 6, 1968.
- Базилевский А.Т., Уханов А.В. Температура плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. "Геохимия", № 12, 1967.
- Белюсов В.В. Современные представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии материков. В кн. "Глубинное строение Урала". Тр. Уральск. сессии. М., "Наука", 1968.
- Беус А.И. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М., "Недра", 1972.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии, М., Изд. ИЛ, 1950.
- Булькин Л.Д., Золотов К.К. Формации ультраосновных пород Урала и принципы их выделения. В сб. "Геологические формации". Изд. ВСЕГЕИ, 1968.
- Велинский В.В., Пинус Г.В., Каратеева Г.Н. Применение методов многомерного статистического анализа для разделения разновозрастных альпидотипных гипербазитов по их петрохимическим свойствам. "Геология и геофизика", № 1, 1969.
- Волохов И.М. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций. "Докл. АН СССР", т. 184, № 3, 1969.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В сб. "Петрология верхней мантии". М., "Мир", 1968.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. В сб. "Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала". вып.13. М., "Недра", 1967.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М., изд. АН СССР, 1955.

Золов К.К. химическая основа количественно-минералогической классификации альпинотипных гипербазитов. "Докл. АН СССР", т. 192, № 2, 1970.

Иванов С.Н. Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами. В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. П Уральск. петр.совещ., т. I, Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.

Книппер А.Л., Констанян Ю.Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 10, 1964.

Коновалова О.Г. О кольцевых вулкано-плутонических структурах Кузнецкого Алатау и связанном с ними новом типе ультраосновного магматизма в сравнении с аналогичными образованиями Урала. В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. П Уральск.петр.совещ., т.П. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.

Кузнецов Ю.А. К проблеме происхождения магматических пород. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № I, 1953.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Кутюлин В.А., Волохов И.М., Каратаева Г.Н. К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. "Геология и геофизика", № 5, 1966.

Малахов И.А. О номенклатуре гипербазитов Урала. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 10, 1962.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. -Тр. ИГТ УФАН СССР, вып. 79, Изд. УФАН, 1966.

Малахов И.А. Средний состав ультраосновных пород Урала. В сб. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. П Уральск. петр.совещ., т.П, Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1969.

Малахов И.А. Термодинамические условия серпентинизации

ультраосновных пород. "Докл. АН СССР", том 200, № I, 1971.

Малахов И.А., Царицын Е.П., Муха В.К. Метаморфизм хромшпинелидов из гипербазитов Урала по данным изучения на микроанализаторе. "Ежегодник, 1971, Инст. геол. и геох. УНЦ АН СССР", Свердловск, Изд. УНЦ АН СССР, 1971.

Малахов И.А. Глубина формирования ультрабазитов Урала и хромитового оруденения по термодинамическим данным. В кн. "Доклады I международного геохимического Конгресса". М., Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1972₁.

Малахов И.А. Состав, метаморфизм и вопросы хромитоносности ультрабазитов Урала. Автореферат диссертации, Свердловск, 1972₂.

Малахов И.А. О связи состава хромшпинелидов с глубиной их формирования. "Ежегодник, 1972, Инст. геол. и геох. УНЦ АН СССР", Свердловск, Изд. УНЦ АН СССР, 1973 (в печати).

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., "Недра", 1968.

Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван. Изд. АН Арм. ССР, 1971.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. в кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука", 1971.

Пинус Г.В. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 3, 1957.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской области. М., Изд. АН СССР, 1958.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М., "Наука", 1966.

Родионов Д.А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах. "Геохимия", № 4, 1961.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами из трубки "Мир" (Якутия). "Зал. Всес. Мин. об-ва", ч. С, вып. 5, 1971.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолиздат, 1952.

Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. "Геохимия", № 8, 1959.

Сутурин А.Н., Корнаков Ю.Н., Шаршин А.П. Формационная диагностика ультраосновных массивов по комплексу геохимических характеристик. "Геохимия", № 3, 1972.

Штейнберг Д.С. новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. в сб. "Доклады сов.геологов на XXI сессии МГК. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы". М., Изд. АН СССР, 1960.

Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О составе титаномагнетитов Урала. "Докл. АН СССР", т. 147, № 6, 1962.

Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. О генезисе титаномагнетитов. в кн. "Эндеогенные рудные месторождения. М., "Наука", 1968.

Щербина В.В. О влиянии давления на изоморфные замещения. в кн. "Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования". Л., "наука", 1967.

Юдин М.И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. "Изв. АН СССР, сер.геол.", № 2, 1959.

Challis G.A. The origin of New Zealand ultramafic intrusions -Gourn.Petrol., vol. 6, № 2, 1965.

Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard Area, Cornwall.- Gourn.Petrol., vol. 5, № 1, 1964.

Hess H.H. A primary peridotite magma. - Amer.Gourn.Sci., vol. 35, № 209, 1938.

Meyer H.O. Chrome pyrope: an inclusion in natural diamond. - Science, vol. 160, p. 1446-1447, 1968.

Milovanovic B. und Karamata S. "Über den Diapirismus serpentinitischer Masse. - Report of 21-st Session Intern.Geol.Congr. p. XVIII.Copenh. 1960.

Ross C.S., Foster M.D. and Myers A.T. Origin of dunites and of olivin-rich inclusions in basaltic rocks. - Amer.Miner, vol. 39, № 9-10, 1954.

Streckeisen A.L. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. - Neues Jb.Miner. Abh. 107, № 2 und 3. Stuttgart, 1967.

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ
СРЕДИННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В новой концепции глобальной тектоники Земли срединным океаническим хребтам отводится исключительно важная роль. Именно под ними происходит подъем нагретого вещества мантии и его дифференциация, сопровождающаяся формированием коры океанического типа. Компенсация подъема этого вещества осуществляется путем растекания его в астеносферном слое и раздвижением океанических литосферных плит в стороны от оси хребта и расширением дна океана. Эти чрезвычайно важные выводы были получены в результате успехов изучения дна океана в геоморфологическом, тектоническом и геофизическом аспектах и подтвердились при глубоководном бурении на дне океана.

Вместе с тем исследование вещественного состава коренных пород дна океана находится пока еще только на начальной стадии, хотя накопилось уже достаточно материала для того, чтобы дать оценку распространенности магматических и метаморфических пород и их приуроченности к основным тектоническим структурам дна океана.

Такая работа впервые была проделана нами на собственном материале, включающем коллекцию коренных пород, собранных в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах в 8 экспедициях нис "Витязь", "Академик Курчатов" и "Дмитрий Менделеев", с привлечением всех данных, опубликованных за весь период сбора коренных пород на дне океана, начиная с 1880г. и по настоящее время.

Сейчас по этим данным известно более 600 точек опробования океанического дна, подавляющее число которых приходится на срединные океанические хребты, изобилующие коренными выходами.

В таблице I показаны результаты первой статистической оценки распространенности главнейших магматических и метаморфических пород на дне океана по частоте встречаемости их коренных выходов.

Прежде всего табл. I подтверждает сложившееся мнение о том, что сиалические (средние и кислые) породы на океаническом дне отсутствуют. Из таблицы следует также, что количественные со-

Таблица I

Распространенность различных типов
горных пород на дне океанов

	Атлан- тичес- кий оке- ан	Индий- ский океан	Тихий океан	Средин- ные хребты	Плато и под- нятия	Жело- ба	Миро- вой оке- ан
Количество точек	250	99	220	290	239	40	569
Количество проб	382	144	234	424	271	65	760
Ультраоснов- ные породы / % /	18,5	14,8	2,5	17,8	4,4	13,3	12,4
Габбро / % /	8,6	12,0	1,0	10,2	2,2	4,4	7,2
Метаморфичес- кие породы / % /	14,5	14,1	10,4	16,1	6,9	20,0	13,2
Свежие ба- залты / % /	50,1	47,1	68,7	50,0	69,2	28,9	55,2
Выветрелые базальты / % /	8,3	12,0	17,4	5,9	17,3	33,4	12,0

отношения между ультраосновными и основными породами в Атланти-
ческом и Индийском океанах достаточно близки, но отличаются от
таковых в Тихом океане. Это мы рассматриваем как подтверждение
представления о том, что Индийский и Атлантический океаны имеют
сходное геологическое строение. Это подтверждение сделано уже
не с помощью геофизических или геоморфологических данных, а

на основе анализа данных о веществе коренных пород.

Одним из важнейших вопросов в изучении срединных океанических хребтов является вопрос о генетической взаимосвязи между слагающими их ультраосновными и основными породами. Большинство исследователей, опирающихся, в основном, на представления, развиваемые в концепции глобальной тектоники, и на данные экспериментальной петрологии, считают, что эти породы образуются в едином процессе выплавления базальтов из поднимающейся дерцолитовой мантии. Однако, существуют и другие мнения, согласно которым в пределах срединных хребтов могут быть встречены древние "захороненные" породы альпинотипной формации или породы офиолитового комплекса геосинклиналей.

При составлении схематических геологических карт и профилей для нескольких детально изученных участков Срединно-Атлантического и Индоокеанского хребтов мы пришли к выводу о том, что вскрытые в их пределах коренные породы группируются в два комплекса. Первый из них представлен серпентинизированными гипербазитами с интрузиями габбро и дайками долеритов, часто заметно метаморфизованными. Второй комплекс представлен свежими базальтами, образующими покровы и лавовые потоки, перекрывающие породы первого комплекса. Породы первого комплекса (гипербазиты и габбро), по всей вероятности, слагают большую часть океанической коры, входя в состав ее самого мощного третьего сейсмического слоя. Базальты и переслаивающиеся с ними вулканогенно-осадочные породы входят в состав второго сейсмического слоя океанической коры.

По нашему мнению при данной степени изученности пород срединных хребтов выделение среди них реликтов или останцев комплексов, обладающих свойствами альпинотипных или офиолитовых формаций, невозможно. Такие породы здесь скорее всего отсутствуют.

Вопрос о генетическом родстве между ультраосновными и основными породами срединных хребтов может быть решен с помощью их детального петрографического, петрохимического и геохимического изучения.

По петрографическим признакам ультраосновные породы срединных океанических хребтов весьма близки к обычным гиперба-

зита́м складчатых областей, но в то же время они имеют целый ряд отличий. Во-первых, среди них полностью отсутствуют дуниты и богатые оливином гарцбургиты, а породы с признаками оливинизации, пироксенизации и других подобных преобразований встречаются исключительно редко.

Исследуемые ультраосновные породы представлены только перцолитами и гарцбургитами с устойчивым шпинелевым парагенезисом: оливин + ортопироксен + клинопироксен + хромшпинелид. Текстуры пород и структурные отношения между этими минералами, данные по составу сосуществующих пироксенов и характерные сростания их со шпинелью свидетельствуют о том, что они образовались при кристаллизации межгранулярного расплава в условиях, близких к равновесным. Плагноклазовые или амфиболовые перидотиты представляют единичные находки, причем идентификация их в большинстве сомнительна. Гранатовые или слюдяные перидотиты отсутствуют полностью.

Для исследуемых перидотитов характерны динамометаморфические изменения, сопутствующие всему периоду их образования. Это хорошо согласуется с представлением о значительной роли тектонических процессов, сопровождающих рифтогенез и формирование блоковой структуры осевой части срединных хребтов.

До начала петрохимического исследования гипербазитов мы убедились в том, что серпентинизация этих пород существенно не повлияла на соотношения в них главных петрогенных элементов. Это дало нам возможность использовать их силикатные анализы, пересчитанные на безводный остаток, как отражающие их первичный состав.

Сейчас в нашем распоряжении имеется 175 анализов океанических перидотитов, более половины которых — наши данные. Случилось так, что наш материал характеризует преимущественно Индоокеанский хребет, а литературный материал, в основном, относится в Срединно-Атлантическому хребту. Это полностью исключило возможность субъективной оценки петрохимических особенностей исследуемых пород.

На рис. I приведены гистограммы содержаний в исследуемых гипербазитах суммы $(MgFe^2)_O$, обладающей максимальной дисперсией. На этом рисунке хорошо видно, что в гипербазитах обоих оке-

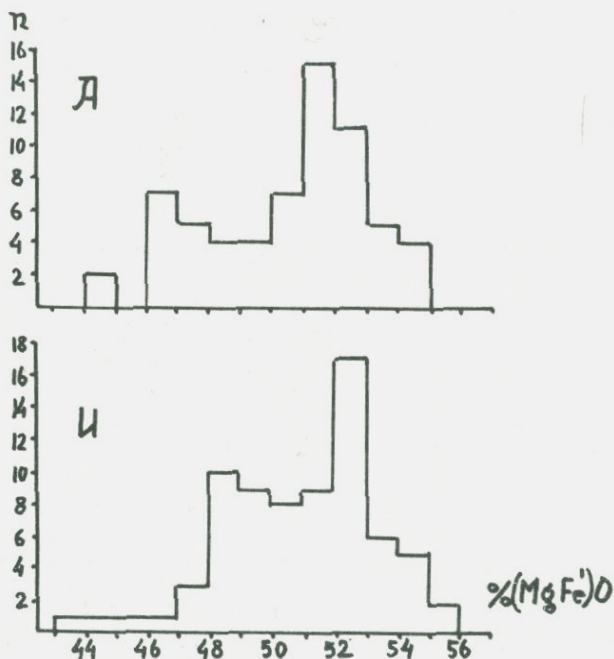


Рис. 1. Гистограммы содержаний суммы $(MgFe)O$ в гипертазитах Срединно-Атлантического /А/ и Индоокеанского /Б/ хребтов.
 $Fe' = Fe^3 + Fe^{2+} + Mn + Ti + Cr + Ni$

анов одинаковый характер распределения суммы этих элементов. Два максимума на этих гистограммах говорят о том, что в ряду составов исследуемых пород существует разрыв, положение которого отмечено минимумом. Породы, лежащие слева от этого минимума, были отнесены нами к лерцолитам, а лежащие справа - к гарцбургитам. Средние составы этих пород для обоих океанов приведены в табл. 2, где показаны также составы лерцолитов, гарцбургитов и дунитов по Дэли, пиролита по Рингвуду и Грину и состав мантии по Куно и Аоки. Из табл. 2 следует, что океанические перидотиты в

сравнении с гипербазитами Дэли обладают повышенной кремнекислотностью и что исследуемые лерцолиты близки по составу к пиролитам.

Все анализы океанических гипербазитов были пересчитаны на нормативные минералы и результаты пересчетов были нанесены на диаграмму оливин - гиперстен - диопсид, совмещенную с соответствующей системой плавкости по Куширо и Шейреру. Составы всех без исключения лерцолитов заняли на этой диаграмме более низкотемпературную область в сравнении со всеми гарцбургитами. Это обстоятельство наряду с данными о близости составов исследуемых лерцолитов и пиролитов, подтверждает представление о том, что лерцолиты могут быть исходным веществом недифференцированной мантии, а гарцбургиты - остаточным после выплавления из нее базальтов.

Таблица 2

Средние составы ультраосновных пород
(вес. %)

	I	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,20	45,0	44,5	42,8	41,7	45,7	45,0
TiO ₂	0,71	0,36	0,1	0,1	-	0,2	0,1
Al ₂ O ₃	3,54	4,1	4,9	1,3	0,9	3,7	1,7
Fe ₂ O ₃	0,48	} 11,0	2,2	2,7	2,9	5,1	6,8
FeO	8,04		6,4	6,5	5,7	3,6	2,2
MnO	0,14	0,16	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	37,48	33,0	37,2	44,6	47,7	38,4	42,6
CaO	3,08	4,0	3,6	1,4	0,8	2,3	0,7
Na ₂ O	0,57	0,68	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2
K ₂ O	0,13	0,05	-	0,1	-	0,1	0,1

Таблица 2 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7
Cr_2O_3	0,43	-	-	-	-	0,4	0,4
NiO	0,20	-	-	-	-	0,1	0,1

1. Пиролит III по Рингвуду и Грину. 2. Состав мантии по Куно и Аоки. 3. Лерцолит по Дэли. 4. Гарцбургит по Дэли. 5. Дунит по Дэли. 6. Лерцолит океанов (среднее по 69 анализам). 7. Гарцбургит океанов (среднее по 71 анализу).

В связи с этим было предпринято более детальное сравнение океанических гипербазитов с континентальными ультраосновными породами, которые по сложившемуся представлению петрологов могли быть отторженцами верхней мантии. Для такого сравнения мы использовали практически все аналитические данные по составу альпинотипных гипербазитов Урала, Кавказа, Армении, Алтае-Саянской области, Японии, Новой Зеландии, Вьетнама и других районов, а также имеющиеся материалы по ультраосновным включениям в кимберлитах и базальтах. Сравнение производилось путем совмещения составов этих пород на четверной диаграмме: (Si) - (Mg, Fe) - (Al, Cr, Ti) - (Ca, Na, K), разделенной на поля, отвечающие составам лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Было подсчитано количество точек, лежащих внутри каждого поля для всех типов гипербазитов, а результаты подсчетов сравнивались между собой. Одним из критериев сравнения мы взяли отношение количества всех анализов пород одного формационного типа к соответствующему числу анализов лерцолитов (условный индекс основности данной формации). Величины этих отношений показаны ниже.

Альпинотипные гипербазиты - 17,2

Гипербазиты Атлантического океана - 2,0

Гипербазиты Индийского океана - 2,1

Шпинелевые гипербазиты включений - 2,1

Гранатовые гипербазиты включений - 1,4

"Высокотемпературные" перидотиты по Грину - I,4.

Сравнение этих величин приводит к следующему: 1) альпинотипные гипербазиты отличаются от всех остальных более высокой основностью, 2) вариации составов шпинелевых гипербазитов и включений в кимберлитах и базальтах и океанических перидотитов практически одинаковы, и 3) наименьшей основностью обладают гранатовые перидотиты включений и особый тип ультраосновных пород - так называемые "высокотемпературные" гипербазиты Корнуолла, Венесуэлы и Марокко. Отсюда были сделаны выводы о том, что состав верхней мантии под континентами и океанами, по-видимому, отличается незначительно, и что ее дифференциация уменьшается с глубиной. На уровне гранатовой фации глубинности преобладают породы, представляющие недифференцированную мантию. Отличие альпинотипных гипербазитов от всех остальных пород может быть связано с региональной неоднородностью мантии. Нам, однако, представляется более вероятным, что это отличие является следствием глубокого метаморфизма офиолитовых толщ, некогда развивавшихся на коре океанического типа, как это рассматривается в работах Пейве и др. и Муриса и др.

При петрохимическом изучении состава базальтов срединных хребтов мы пришли к выводу о том, что они представлены продуктами кристаллизации недифференцированных толеитовых магм с незначительным отклонением в сторону высокоглиноземистых и субщелочных базальтоидных составов. Эти вариации, по-видимому, контролируются только физико-химическими условиями вытеснения из мантии.

Это обстоятельство в значительной мере упрощает решение задачи о характере генетической связи между исследуемыми ультраосновными и основными породами. Существование такой взаимосвязи может быть доказано в том случае, если будет определено, что гарцбургиты, лерцолиты и базальты комплементарны по петрохимическим составам.

Было изучено распределение составов этих пород в координатах $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$ и $S = SiO_2 - (MgFe)O$ в отдельности для гипербазитов и базальтов. Было выяснено, что уравнения прямых, описывающих это распределение, одинаковы для базальтов и для гипербазитов (рис. 2). Отсюда был сделан вывод,

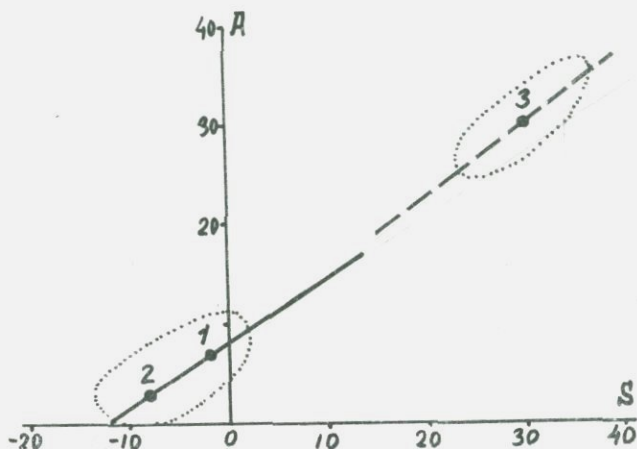


Рис. 2. Положение прямых, описывающих распределение составов гипербазитов (сплошная линия) и базальтов (пунктир) срединных океанических хребтов в координатах $A - S$.

$A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$; $S = SiO_2 - (MgFe)$ O. Точками обведены поля реальных составов гипербазитов и базальтов. 1 - средний лерцолит; 2 - средний гарцбургит; 3 - средний базальт.

что эти породы комплементарны в отношении данных группировок породообразующих окислов. Комплементарность гипербазитов и базальтов была установлена также и в отношении каждого петрогенного элемента в отдельности. Одновременно было определено, что при существующих вариациях составов лерцолитов возможно выплавление из них океанических базальтов в количестве от 10 до 20% с образованием в остатке гарцбургитов с данными вариациями составов.

Геохимическое изучение океанических гипербазитов оказалось весьма сложным. В то же время удалось выявить, что они отличаются от своих континентальных аналогов повышенным содержанием целого ряда элементов-примесей. В особенности заметны эти различия по содержанию хрома (4000 г/т против 1600-2700 г/т в континенталь-

ных гипербазитах по данным разных авторов), лития (3,5 г/т против 0,п), цинка (100 г/т против 10-30 г/т), меди (40 г/т против 10-20 г/т), бария (8,0 г/т против 0,4-1,0 г/т), урана (0,7 г/т против 0,001-0,05 г/т) и тория (0,15 г/т против 0,01-0,02 г/т).

При детальном изучении характера распределения ряда элементов-примесей в исследуемых гипербазитах было выяснено, что часть этих элементов может быть привнесена в процессе гидротермального изменения пород. Так, например, было установлено, что при постмагматическом изменении гипербазитов содержание в них урана может повыситься на целый порядок, в то время как на торий эти процессы, по-видимому, не влияют. Благодаря этому, удалось реконструировать первичные содержания урана и тория в неизмененных гипербазитах и установить, что их отношение близко к единице, что характерно для магматических пород, не прошедших стадию дифференциации. Было найдено также, что в океанических гипербазитах вариации отношения калия к урану такие же, как в гипербазитах из включений в кимберлитах и базальтах, но существенно отличаются от таковых в альпинотипных гипербазитах.

На примере детального изучения содержаний и распределения урана, тория, калия, лития, рубидия, фтора и редкоземельных элементов в леццолитах, гарцбургитах и базальтах было получено подтверждение вывода о комплементарности составов этих пород, а также подтверждение основного заключения о том, что исследуемые породы генетически взаимосвязаны друг с другом.

Сопоставление данных о составе гипербазитов и базальтов срединных океанических хребтов с данными современной экспериментальной петрологии привело к заключению о том, что физико-химические условия образования этих пород очень специфичны и не осуществляются в условиях континентальной коры. Выплавление базальтов срединных хребтов происходит на незначительной глубине, что возможно только при длительном существовании очень высокого геотермического градиента. Последнее может быть связано с региональным подъемом разогретого вещества мантии. Этим же можно объяснить и формирование устойчивых среднеглубинных шпинелевых парагенезисов океанических перидотитов.

В целом материал по исследованию срединных океанических

хребтов приводит к выводу о том, что они представляют уникальное природное образование, не имеющее аналогов на континентах. Механизм формирования самих хребтов и комплексов слагающих их пород хорошо согласуется с представлениями, развиваемыми в новой концепции глобальной тектоники, а также со всеми данными анализа их физических параметров, которые можно использовать для реконструкции геологической обстановки.

Срединные океанические хребты заслуживают самого серьезного внимания с точки зрения исследования базальтового магматизма, не осложненного влиянием сил и процессами кристаллизационной дифференциации или гибридизма.

Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ).

Ю.С. ГЕНШАФТ, В.А. МОЛЧАНОВА, Т.Н. СОЛОВЬЕВА

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ
ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ВЫСОКИХ
ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Среди разнообразных по своему составу и геологическому положению ультраосновных пород важное место занимают так называемые альпинотипные гипербазиты, представленные преимущественно серпентинитами и перидотитами (Уилли, 1972). Эти породы приурочены к складчатым орогенным областям. Подобные же типы гипербазитов обнаружены вдоль срединно-океанических хребтов. Несмотря на относительную простоту минерального состава этих пород, их генезис представляет проблему, решение которой дается далеко не однозначное.

В литературе дискутируются такие вопросы, как возможная принадлежность этих пород к веществу мантии; связь с ассоциирующими с ними габброидными породами и основными вулканитами; магматическая, метаморфическая или метасоматическая природа гипербазитов. Также нет единого мнения по вопросу о механизме внедрения и становления этих пород.

Как и при решении многих других петрологических проблем, большое значение имеют результаты экспериментального исследования при высоких давлениях и температурах искусственных и природных силикатных систем, моделирующие пути образования рассматриваемых гипербазитов. Следует отметить, что породы, аналогичные по химическому и минеральному составу альпинотипным гипербазитам, встречаются в различных районах, в том числе и в платформенных условиях, в виде включений в щелочных основных и ультраосновных породах. Таким образом, проблема гипербазитов складчатых областей является составной частью общей проблемы формирования и эволюции пород ультраосновного состава.

Устойчивое состояние минеральных парагенезисов рассматриваемых ультраосновных пород определяется прежде всего устойчивостью слагающих их минералов и их ассоциаций. Возможные генетические связи этих пород с другими ультраосновными или основными составами устанавливаются при изучении плавления и кристаллизации образцов перидотитов, пироксенитов и базальтов. Важную информацию о роли воды в процессах кристаллизации и эволюции гипербазитов дают исследования условий кристаллизации и устойчивости гидроксилсодержащих минералов, включающих серпентиниты, хлориты, амфиболы, слюды. Рассмотрение такого рода экспериментальных данных и их приложение к петрологическим проблемам складчатых областей и являются целью настоящего сообщения.

Устойчивость минералов гипербазитов

Основными минеральными фазами гипербазитов складчатых областей являются оливины, ромбические пироксены, моноклинные пироксены, серпентины, шпинели, реже встречаются гранаты, амфиболы, слюды. Большое число экспериментальных работ посвящено определению условий стабильного существования этих минеральных фаз и продуктов их изменения под действием высокого давления и температур.

Для оливинов определены кривые плавления чистого фаялита и форстерита до давления 50 кбар (Hsu, 1967; England, Davis, 1964). Установлено, что под высоким давлением эти соста-

вы приобретают структуру шпинели, причем при постоянной температуре с увеличением магнезиальности оливина давление структурного превращения возрастает (Akimoto, 1972). Для оливинов ультрабазитов, имеющих средний состав $\text{Fe}_{90}\text{Fe}_{10}$, Pt - граница устойчивости проходит через точку $T = 1000^\circ\text{C}$, $P = 117$ кбар с наклоном $dT/dP \approx 11,75^\circ\text{C}/\text{кбар}$. Следует отметить, что форстерит и близкие к нему по составу оливины превращаются не в "чистый" структурный тип шпинели, а в так называемую β -фазу, или "модифицированную" шпинель, характеризующуюся орторомбической структурой и на 7,9% более плотную, чем форстерит (Akimoto, 1972).

В ряде работ рассматривался вопрос о возможных структурных изменениях в оливинах под высоким давлением, проявляемых в характере развития спайности и в изменении рентгеновских параметров (изменение соотношения интенсивностей некоторых дифракционных пиков) (Курода, Мацухиси, 1970; Велинский, Пинус, 1969). Однако, интерпретация результатов исследования дается различная и необходимы дальнейшие эксперименты.

П и р о к с е н ы в отличие от оливинов представляют более разнообразную по составу группу минералов. В ряду ромбических пироксенов наибольший интерес представляет система энстатит-ферросилит. Судя по данным об устойчивости ферросилита, непрерывный ряд твердых растворов в этой системе может существовать только под давлением свыше 15-18 кбар (Lindsley et al., 1964). До давлений 50 кбар определена кривая плавления энстатита (Boyd et al., 1964). Существенно, что под давлением в "сухих" условиях энстатит начинает плавиться конгруентно. При высоких давлениях ромбические пироксены становятся неустойчивыми и разлагаются на оливин (или его шпинелевую модификацию) и стишовит (Akimoto, 1972). С увеличением магнезиальности пироксенов давление превращения резко возрастает. В области давлений 200-300 кбар при температурах около 1000°C для энстатита предположены четыре типа превращений: 1) в структуру корунда, 2) в структуру ильменита, 3) в структуру граната и 4) распад на β - Mg_2SiO_4 и стишовит (Ringwood, 1970; Akimoto, 1972). В интервале давлений 100-200 кбар устойчивым является только клиноэнстатит.

Среди моноклинических пироксенов наибольший интерес представляет группа диопсида. Были определены

кривые плавления диопсида и жадеита, входящего в твердый раствор омфацитов моноклинных пироксенов из эклогитов, до давления 50 кбар (Boyd, England, 1963; Bell, 1964).

Г р а н а т ы являются составной частью ультрабазитов, для которых предположены либо наиболее глубокие условия образования, либо кристаллизация в условиях действия больших тектонических напряжений. Эти минералы являются критическими по давлениям, при которых могли формироваться породы. В ультрабазитах гранаты представлены твердым раствором в системе пироп-альмандин-гроссуляр, причем часто отмечается повышенное содержание хромовых составляющих. Наиболее барофильным является пироп. Как и состав пироксенов, состав гранатов определяется валовым составом породы и условиями кристаллизации.

В о д о с о д е р ж а щ и е минералы - серпентины, хлориты, слюды - являются основными фазами, возникающими при вторичных изменениях ультрабазитов, хотя для некоторых из них допускается и магматическое происхождение. Многочисленными работами было показано, что дегидратация этих минералов и преобразование в ассоциацию безводных фаз происходит не только при повышении температуры, но и под действием высокого давления (Fyfe, 1970). Для серпентинов верхний температурный предел устойчивости составляет в условиях насыщения системы водой около 500°C (Пугин и др., 1969), для хлоритов - не менее 780°C (Fawcett, Yoder, 1966), для амфиболов - около 1100°C (Gilbert, 1968), и для слюд - 1350°C (Kushiro et al., 1967). Детальные экспериментальные исследования показали, что образование гидроксидсодержащих фаз, в частности, серпентинов, является сложным реакционным процессом в твердой фазе, возможным по термодинамическим условиям только в пределах континентальной коры или подкорового слоя верхней мантии океанов. Вопросы стабильности амфиболов и слюд представляют большой интерес для решения проблемы существования воды в мантии и определения минералов-носителей таких элементов, как К, Ti и другие. Более детально устойчивость некоторых гидроксидсодержащих минералов рассмотрена ниже при описании экспериментов с горными породами. Экспериментами установлено, что при высоком давлении воды температуры плавления оливина и пироксенов сильно снижаются (Kushiro, Yoder, 1968; Ряб-

чиков, 1968).

В системе $MgO - SiO_2 - H_2O$ при давлениях свыше 40 кбар и температурах $1200^{\circ}C$ была синтезирована гидроксилсодержащая фаза с предполагаемой формулой $Mg_2SiH_4O_6$, изоструктурная ромбическому энстатиту (Sclar, 1970).

Изучение парагенетических ассоциаций минералов гипербазитов

Рассмотренные выше мономинеральные равновесия являются частными случаями кристаллизации таких систем, как $MgO-SiO_2$, $MgO-FeO-SiO_2$, $MgO-CaO-SiO_2$ и других. На примере диаграммы $MgO-FeO-SiO_2$, полученной при давлении 1 атм., видно, что даже в такой относительно простой системе можно выделить ряд подсистем, представляющих собой, например, два ряда твердых растворов - магнезиовюститы $(Mg, Fe)O$ и оливины $(Mg, Fe)_2SiO_4$. Область существования ограниченных твердых растворов $(Mg, Fe)SiO_3$ находится в диапазоне 0-84 мол.% $FeSiO_3$. К наиболее важным для петрологии ультрабазитов экспериментальным результатам относятся данные: 1) о сосуществовании ромбических и моноклинных пироксенов различного состава, отличающихся прежде всего по содержанию глинозема и щелочей; 2) о реакции гранатообразования; 3) о сосуществовании оливина с пироксеновыми фазами.

Система диопсид-энстатит изучена до давлений 30 кбар (Boyd, Schairer, 1964; Kushiro, 1965, 1968; Davis, 1963). Наиболее характерные особенности кристаллизации в этой системе сводятся к следующему. В субсолидусной области температур кривая растворимости энстатита в диопсиде практически не зависит от давления, т.е. может быть использована в качестве геотермометра (Boyd, 1966). Однако, вдоль линии солидуса предел растворимости под давлением значительно смещается в сторону энстатита. Так при давлении 30 кбар и температурах между $1470^{\circ}C$ и $1730^{\circ}C$ в диопсиде растворяется до 67 вес. % энстатита. При температуре около $1750^{\circ}C$ предельная концентрация энстатита в диопсидовом твердом растворе составляет около 78 вес. %. Более поздние исследования в этой системе при давлении 20 кбар (Kushiro, 1968) по-

казали, что в области температур между 1450°C и 1650°C , кроме диопсидового твердого раствора, вероятно, образуется другой моноклинный пироксен, состав которого близок пижониту. При кристаллизации расплава в области относительно высоких концентраций энстатита (40–50 вес.%) при давлениях 20–30 кбар образуется ортопироксен. Только при более низких температурах, вблизи солидуса и в субсолидусе, из этого твердого раствора ромбического пироксена образуются клинопироксены.

При давлениях свыше 5 кбар плавление в рассматриваемой системе не приводит к образованию форстерита. При более низких давлениях и температурах свыше 1390°C при концентрациях энстатита в системе уже около 20 вес.% плавление сопровождается образованием оливина. Эти результаты необходимо принимать во внимание при рассмотрении некоторых типов пироксенитов, в том числе оливинсодержащих, для которых предположено глубинное образование. Присутствие в системе железистого компонента не меняет принципиальную диаграмму состояния, расширяя только области существования отдельно диопсидового и энстатитового твердых растворов и сужая двухфазную область солидуса (Green, Ringwood, 1966). Данные Бойда (Boyd, 1970) указывают, что присутствие в системе Al_2O_3 до 4 вес. %, вероятно, не влияет на пределы растворимости, по крайней мере при давлении 30 кбар и температуре 1200°C . Синтетические пироксены, содержащие до 4 вес. % Al_2O_3 и находящиеся в равновесии с гранатами, имели такое же отношение $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$, как и безглинозёмистые пироксены в системе диопсид-энстатит.

Экспериментальными исследованиями было установлено повышение растворимости Al_2O_3 в орто- и клинопироксенах с увеличением давления до области стабильного образования граната (Boyd, England, 1963, 1964).

В присутствии воды (и в присутствии Al_2O_3) поведение системы диопсид-энстатит значительно меняется. Прежде всего отмечается сокращение области существования твердого раствора диопсида и расширение области существования ортопироксена. Это приводит к тому, что диопсид в присутствии воды содержит меньше Al_2O_3 и обогащается CaO . Наиболее важным представляется расширение поля кристаллизации оливина в пироксеновых системах. В

работе Куширо (Kushiro, 1972) приводятся данные по кристаллизации системы $Di_{55}En_{47} - H_2O$ при давлении 20 кбар. В сухой системе данный твердый раствор плавится в узком температурном интервале, в котором сосуществуют твердый раствор диопсида и жидкость. В присутствии воды до 15 вес.% (и отсутствии паровой фазы) система плавится в широком интервале температур. По мере понижения температуры с жидкостью последовательно сосуществуют твердые растворы энстатита; энстатита и диопсида; энстатита, диопсида и форстерита. Данные результаты важны не только в плане исследования путей эволюции ультрабазитового вещества при его парциальном плавлении и дальнейшей эволюции расплава, но и при рассмотрении возможного устойчивого образования пироксен-оливиновых парагенезисов из исходного пироксенитового (например, вебстеритового) состава.

Ряд исследований был посвящен изучению системы жадеит-диопсид и условиям образования омфацитового пироксена, являющегося основной составной частью многих эклогитов, главным образом, так называемых "метаморфических" эклогитов. С увеличением давления содержание жадеита в омфаците увеличивается непрерывно в присутствии кремнезема. При низких температурах допускается разрыв смешимости в области высоких содержаний жадеита ($> 60\%$) (Bell, Davis, 1965).

Были изучены изобарические сечения двойных подсистем в системе диопсид-энстатит-форстерит-пироп. Системы энстатит-пироп, форстерит-пироп при давлениях свыше 30 кбар являются бинарными, эвтектического типа (для системы энстатит-пироп существует область твердого раствора со стороны пироксена-глиноземистые энстатиты). Система форстерит-диопсид является псевдобинарной (Davis, 1963), при 40 кбар в твердом растворе диопсида растворяется около 5 вес% форстерита. Система диопсид-пироп также является псевдобинарной: наряду с твердыми растворами исходных компонентов определено поле существования гроссулярового граната и глиноземистого энстатита (Davis, 1963).

Большое значение для определения условий кристаллизации и устойчивости различных по минеральному составу пород имеет установление $P-T$ зависимости реакции $4 \text{ энстатит} + \text{шпинель} \rightleftharpoons \text{пироп} + \text{форстерит}$ (Mac Gregor, 1964). Эта реакция является пограничной между шпинелевыми и гранатовыми перидотитами и определяется сле-

дующим уравнением:

$$T = 0,546P - 173 \quad (T, ^\circ\text{C}; P, \text{кбар}).$$

Мак Грегор рассмотрел кристаллизацию в системе $\text{MgO} - \text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ и определил PT-поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов (Mac Gregor, 1967). В дальнейшем им было показано, что положение границы, разделяющей поля стабильности этих типов ультрабазитов, зависит от количественных соотношений в системе $\text{CaO}, \text{Cr}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Al}_2\text{O}_3$ (Mac Gregor, 1970). Результаты влияния CaO определяют, по существу, влияние на положение границы реакции пироксен + шпинель \rightleftharpoons гранат + оливин соотношения ромбического и моноклинного пироксенов. Увеличение в системе содержания $\text{Cr}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3$ и уменьшение Al_2O_3 сдвигает границу реакции в область более высоких давлений. Полученные результаты позволили Мак Грегору обобщить условия существования гранатовых и шпинелевых перидотитов различного состава. Он показал, что наиболее дифференцированные альпинотипные перидотиты будут гранатизироваться при наиболее высоких давлениях, т.е. стабильно существуют в очень широком интервале давлений и температур.

Принципиальные условия образования различных парагенезисов ультрабазитов были исследованы Рингвудом, Грином, О'Харой (Ringwood, 1969; O'Hara, 1967). На рис. I представлена обобщенная диаграмма PT-областей существования различных фаций в сухих условиях и в присутствии воды для четырехфазового лерцолита, описываемого системой $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$. О'Хара подробно рассмотрел фазовые соотношения в четырехфазовом лерцолите при различных температурах и давлениях и показал, при каких условиях этот исходный состав может фракционировать при температурах выше солидуса, образуя некоторые ультрабазиты, обедненные Al_2O_3 и FeO . Состав жидкости, из которой будут уходить в отсадку рассматриваемые ультрабазиты, будет все больше обогащаться $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{Na}_2\text{O}$ и по своему составу приближаться к базальтовым магмам. О'Хара отмечает, что большинство ультрабазитов, слагающих нижние части расслоенных интрузий и нодули в базальтах, вероятно, образовались вблизи солидуса лерцолита. В то же время относительно простые по минеральному составу породы типа дунита, гарцбургита и верлита являются более высокотемпературными и могут образовываться из исходного перидотита мантии при его зна-

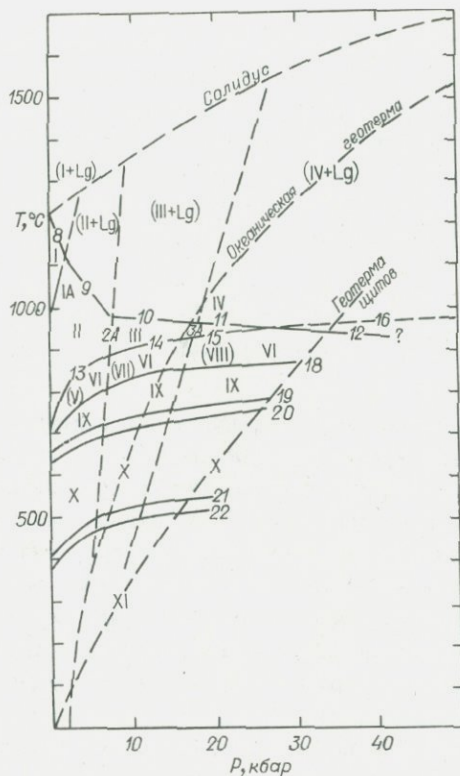


Рис. 1. P-T-диаграмма четырехфазового лерцолита и границы существования различных фаз в гипербазитах. Сплошные линии и римские цифры указывают равновесия и поля фаций, включающие присутствие паровой фазы. Пунктирные линии и цифры в скобках указывают равновесия и поля фаций, в которых пар отсутствует, но которые содержат водосодержащие фазы.

I - протоэнстатит-плаггиоклазовая фация, II - ортоэнстатит-плаггиоклазовая фация, III - шпинелевая фация, IV - гранатовая фация. Линия 8-9-10-11-12 - солидус лерцолита при $P=P_{H_2O}$; линия 13-14-15-16 - линия устойчивости амфибола; между линиями 18 и 21 заключена область хлоритизации гипербазитов без серпентинизации; область ниже линии 21 - серпентинизация гипербазитов.

чительном расплавлении, т.е. при образовании большого количества первичного расплава, вероятно, максимально приближенного по своему составу к пикриту. Дальнейшая кристаллизация оливина (и, возможно, ортопироксена) и его фракционирование приведут к образованию базальтовой магмы и "вторичных" (более низкотемпературных и несколько отличных по химическому составу от более ранних) гипербазитов.

Исследование образцов природных ультрабазитов

Хотя описанные выше модельные эксперименты и позволили обосновать основные закономерности плавления и кристаллизации ультрабазитов, наибольший практический интерес представляют эксперименты с природными составами, позволяющие наилучшим образом понять их генезис и пути преобразования в другие минеральные ассоциации. Не вдаваясь в детали опубликованных работ, отметим только основные результаты исследований. Было показано, что в "сухих" условиях кривая солидуса глиноземистых перцолитовых и пироксеновых составов проходит чуть ниже ликвидусных кривых основных базальтоидов (Green, 1970, 1972; Kushiro et al., 1968; Jto, Kennedy, 1967). Однако, уже в присутствии небольшого количества воды (от нескольких десятых вес.% до первых %) температура солидуса сильно понижается. Еще большее снижение температуры солидуса достигается в условиях избытка воды. Вместе с тем отмечаются чрезвычайно высокие температуры ликвидусов большинства изученных образцов. Так для предполагаемых ультрабазитов мантии на установленных глубинах зарождения базальтовых магм (60 + 150 км) ликвидусные температуры составляют не менее 1600°C, а скорее всего более 2000°C. Такие же результаты были получены при исследовании плавления оливинита и пироксенита, аналогичных типичным альпинотипным гипербазитам (Геншафт и др., 1970). Следует различать кристаллизацию существенно перидотитовых составов и пироксенитовых. Оливининсодержащие ассоциации минералов (при низких содержаниях воды) устойчивы только в перидотитовых составах, тогда как в пироксенитах, содержащих нормативный оливин до 20%, пос-

ледный не кристаллизуется вплоть до ликвидусных температур (Геншафт, Наседкин, 1968; Геншафт, Салтыковский, 1971; Акимов, Геншафт, 1972; Jto, Kennedy, 1968). Типичная диаграмма пироксенитов представлена на фиг. 2. Фазовая диаграмма изученного нами вебстерита практически совпадает с диаграммой модельного пи-

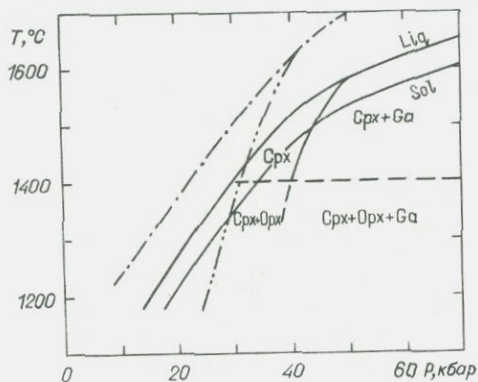


Рис. 2. P-T-диаграмма вебстерита.

- данные авторов; - - - данные Рингвуда (Ringwood, 1970) (ликвидус и граница гранатизации); - - - верхний предел существования ортопироксена в минеральных парагенезисах. Liq - ликвидус, Sol - солидус, Cpx - клинопироксен, Opx - ортопироксен, Ga - гранат.

роксенита Рингвуда (Ringwood, 1970). В отличие от перидотитов дупироксеновый пироксенит (вебстерит) плавится в очень узком интервале температур. По мере повышения давления количество клинопироксена по отношению к ромбическому пироксену возрастает и при давлениях свыше 30 кбар из расплава кристаллизуется только клинопироксен. При давлениях свыше 40 кбар кристаллизующийся па-

рагенезис минералов содержит гранат.

Присутствие летучей фазы (H_2O , CO_2 ?) в экспериментах с вебстеритом привело к сдвигу кривых плавления и гранатизации в область более высоких давлений, чем для "сухого" пироксена. Аналогичное влияние летучей фазы на сдвиг фазовых границ наблюдалось нами при исследовании других пород основного и ультраосновного составов, а также описывалось в литературе (Геншафт, Шейнманн, 1972; Kushiro et al., 1968). На фиг. 3 приведена диаграмма

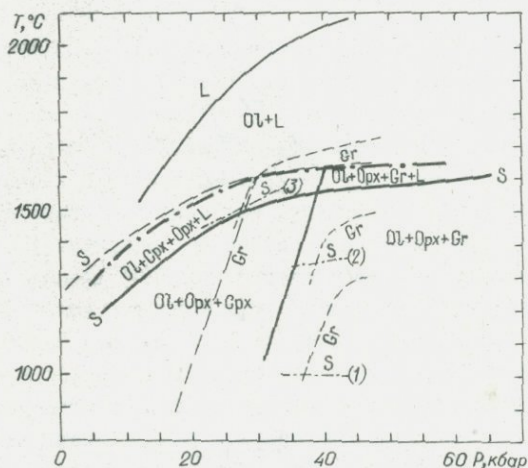


Рис. 3. P-T-диаграмма перидотита.

— данные авторов; — — — солидус и граница гранатизации в сухих условиях по данным Рингвуда (Ringwood, 1970); - - - солидус (S) и граница гранатизации (Gr) по данным Куширо (Kushiro et al., 1968): (1) $P = P_{H_2O}$; (2) $P > P_{H_2O}$; (3) $P_{H_2O} = 0$; L - жидкость, SS - солидус, Ol - оливин, Орх - ортопироксен, Ср - гранат, Срх - клинопироксен.

состояния образца перидотитового включения из кимберлитовой

трубки "Обнаженная" (Якутия). Обращает на себя внимание значительное расширение области сосуществования кристаллических фаз, главным образом, оливина, с расплавом при повышении общего давления в условиях $P_{H_2O} \ll P_{нагр}$. Как и в случае с вебстеритом, пограничная линия, отделяющая поле стабильности гранатового перидотита, сдвинута в область более высоких давлений по сравнению с диаграммой для "сухого" лерцолита. На диаграмме также показаны P - T -условия гранатизации лерцолита при $P_{H_2O} \approx P_{нагр}$ и $P_{H_2O} \ll P_{нагр}$ по данным (Kushiro et al., 1968). Отметим, что область кристаллизации из расплава пироксеновых парагенезисов по отношению к общему температурному интервалу сосуществования кристаллической и жидкой фаз небольшая и составляет всего около $100^{\circ}C$, что согласуется с данными, приведенными Гринем (Green, 1972).

Были выполнены эксперименты, установившие области устойчивого существования слюдяных и амфиболовых ультрабазитов. Нами была изучена кристаллизация включения флогопитового пироксенита из трубки "Обнаженная" (Якутия) до давления 60 кбар. Включение состоит из гиперстена 45%, диоксида 15%, флогопита 30%, граната 7%, рудного 3%. В интервале давлений 15-25 кбар наблюдалась кристаллизация из расплава и в твердой фазе парагенезиса ортопироксен \rightleftharpoons клинопироксен, причем при $T > 1450 + 1500^{\circ}C$ из расплава кристаллизовался только ортопироксен (рис. 4). При более высоких давлениях можно выделить три температурные области кристаллизации различных ассоциаций минералов. Выше $1400^{\circ}C$ образуется только одна кристаллическая фаза - ортопироксен. При более низких температурах следует различать поля образования ортопироксен + гранат + флогопит? и ортопироксен + клинопироксен + флогопит + гранат. вероятно, области существования одного пироксена (ромбического) и двух пироксенов отделяются пограничной кривой растворимости клинопироксена в ортопироксене, положение которой зависит также от присутствия других компонентов системы (или фаз).

Кристаллизация флогопита определяется диаграммой его устойчивости. Для более надежного определения положения верхней границы образования флогопита в данном образце была изучена кристаллизация мономинеральной фракции слюды до давления 60 кбар. Результаты исследования совпадают с данными по природной устойчивос-

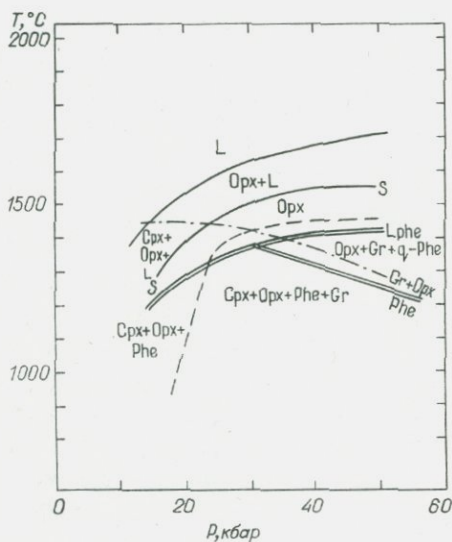


Рис. 4. P-T- диаграмма флогопитового пироксенита.

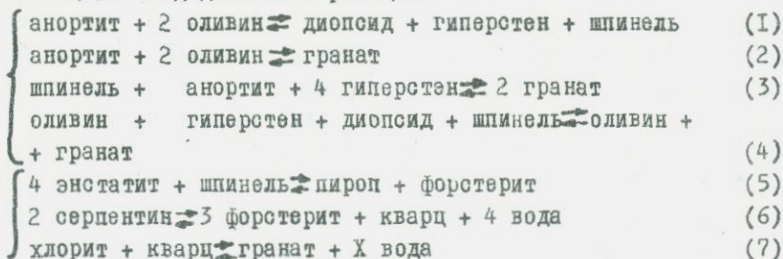
SS - солидус, L - жидкость, Opx - ортопироксен, Cpx - клинопироксен, Gr - гранат, Phl - флогопит. - - - граница гранатизации; - . - граница существования клинопироксена; ===== линия плавления флогопита (Lphl) и распада (Phl → Gr + Opx).

ти. Для более надежного определения положения верхней границы образований флогопита в данном образце была изучена кристаллизация мономинеральной фракции слюды до давления 60 кбар. Результаты исследования совпадают с данными по природной устойчивости флогопита из месторождения "Слюдянка" (Лисицина и др., 1971). В наших экспериментах при давлении 25 кбар наблюдалось образование граната при температуре выше 1300°C. При давлениях 40 и 60

кбар слюда начинает распадаться при температурах 1250 и 1150°C и оказывается полностью неустойчивой при температурах 1330 и 1200°C, соответственно. Распад слюды происходит согласно реакции флогопит \rightleftharpoons гранат + энстатит, предположенной Кусиро и Аоки (Kushiro, Aoki, 1968) и, видимо, впервые экспериментально подтвержденной при высоких давлениях Лисициной и Гороховым, получившими флогопит при частичном плавлении стехиометрической смеси $2MgO + 3SiO_2 + 7M_{0,3}Al_{1,3}Si_3O_{12} + 0,5H_2O + 2KHCO_3$. В наших экспериментах, судя по рентгеновским данным, в продуктах распада мог быть также оливин.

Куширо (Kushiro, 1969) привел данные по устойчивости амфиболового мерцолита в присутствии избыточного количества воды. Результаты его исследования показывают, что область существования амфиболсодержащих пород основного и ультраосновного составов ограничена первыми 100 км глубины от поверхности Земли. Область стабильного существования флогопитсодержащих пород не на много больше по глубине и вряд ли превышает 150+180 км от поверхности Земли.

Исследования кристаллизации гранатового серпентинита позволили проследить ход реакций пироксен+шпинель \rightarrow оливин+гранат и регенерацию ультрабазита из хлоритизированного и серпентинизированного вещества в природном объекте. Исходная порода - гранатовый серпентинит из Кокчетавского массива - состоит из граната пироп-альмандинового состава - 35%, клиногумита - 8%, серпентина (антигорита) - 35%, магнетита - 15%, хлорита - 6% и небольшого количества форстерита и шпинели. На рис. 5 показана диаграмма кристаллизации образца. Минеральные преобразования в этой породе можно представить в виде ряда возможных последовательно развивающихся под давлением реакций:



- | | | |
|---|--|------|
| } | 5 серпентин ⇌ тальк + 6 форстерит + 9 вода | (8) |
| | тальк + форстерит ⇌ 5 энстатит + вода | (9) |
| | 4 энстатит + шпинель ⇌ пироп + форстерит | (10) |

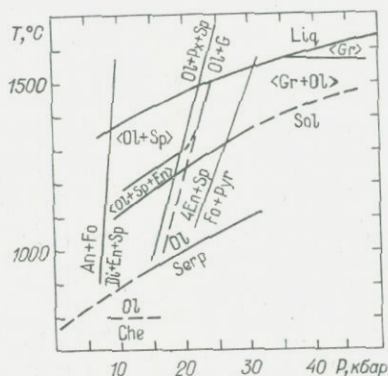


Рис. 5. P-T-диаграмма гранатового серпентинита.

Liq - жидкость, Sol - твердое, Gr - гранат, Sp - шпинель, Ol - оливин, Px - пироксены, Fo - форстерит, Pyr - пироп, En - энстатит, An - анортит, Di - диопсид, Serp - серпентин, Chl - хлорит. В скобках < > обозначены минеральные парагенезисы с расплавом по данным авторов. Показаны верхние границы устойчивости серпентина и хлорита, замещаемых оливином, и граничные линии реакции гранатообразования.

Очевидно, что реакции (1,2) ограничивают поле существования плагиоклазового перидотита (приповерхностная фация ультрабазитов), которому грубо соответствует нормативный состав породы. Отметим, что экспериментальные исследования показали высокую растворимость анортита и альбита в клинопироксене (при температуре 1150°C и давлении 15 кбар, а, возможно, и при более низких давлениях, в диопсиде растворяется около 20 вес.% плагиоклаза состава $An_{50}Ab_{50}$) (Kushiro, Schairer, 1969). Образующийся при этом свободный кварц может также входить в твердый раствор пироксена

или, вступая в реакцию с оливином ультрабазита, образовывать пироксен. Таким образом, нормативно плагиоклазовый ультрабазит может не содержать модалльных полевошпатовых составляющих.

Реакция (2), по-видимому, осуществляется в породах, относительно богатых железом. В нашем случае, вероятно, более реальна реакция (1). Переход к фации гранатовых перидотитов происходит в соответствии с реакциями (3,4,5), причем в общем случае зона перехода ограничивается снизу реакциями (3,4) и сверху реакцией (5). Очевидно, что положение граничных кривых, как было указано выше, зависит от железистости, от обогащенности глиноземом, от отношения $\text{CaO/MgO} + \text{FeO}$ и прочих петрохимических характеристик. Как видно из рис. 5, PT-условия гранатизации изученного образца близко соответствует пограничной линии реакции (4). Сдвиг вправо можно объяснить особенностями состава и влиянием летучих. На эту же диаграмму нанесены определенные нами верхние пределы устойчивости серпентина и хлорита, замещаемых оливином и рудными. Судя по оптическим и рентгеновским данным, процесс десерпентинизации проходит в значительном температурном интервале, причем продукты реакции, наряду с оливином, содержат минерал группы серпентина. Аналогичное преобразование отмечалось также другими авторами (Безруков и др., 1970; Леснов, 1972). Экстраполированная к атмосферному давлению температура полного распада серпентина соответствует температуре экзотермического эффекта, определенного для антиторита при его замещении оливином (Дир и др., 1966; Леснов, 1972). Не исключено, что истинная граница стабильности серпентина определяется более низкотемпературными условиями, т.е. в наших условиях верхняя кривая распада отражает кинетику процесса десерпентинизации. Для процесса распада гидроксилсодержащих минералов, таких как серпентины, хлориты, амфиболы, в наших условиях эксперимента характерна стадия выделения железа, вероятно, в виде магнетита. Таким образом, безводные минералы, замещающие при высоких температурах гидратированные фазы, оказываются более магниезальными, чем исходные (хлориты, серпентины, амфиболы).

Наибольшее число работ было выполнено по определению условий образования и устойчивости ассоциаций минералов грауклитовой и эклогитовой фаций из различных базальтовых составов (Green,

Ringwood, 1967; O'Hara, 1968; Генштафт и др., 1967, 1971, 1972). Различают метаморфические эклогиты, сложенные омфацитовым пироксеном и гранатом с высоким содержанием алмандина и гроссуляра, и магматические эклогиты. Минеральный состав последних представлен диопсидовым пироксеном и гранатом с высоким содержанием пирропа. К этому типу эклогитов ближе всего подходят ариезиты, состоящие из моноклинного и ромбического пироксенов, пирропового граната и шпинели. Процесс эклогитизации пород основного состава детально исследован Йодером, Тилли, Рингвудом, Д. Гринном, Кусиро, Генштафтом, Наседкиным и другими. Основные черты этого процесса характеризуются постепенным уменьшением количества плагиоклаза и увеличением доли граната, уменьшением количества оливина и ромбического пироксена по мере увеличения давления (Генштафт, Салтыковский, 1971). Для пород основного состава выделяют фацию низкого давления - габброидную, фацию промежуточных давлений - гранулитовую, и фацию высоких давлений - эклогитовую. При последовательном переходе из одной фации в другую состав "сквозных" минералов (например, клинопироксенов) изменяется соответственно образующейся доли минерала в общем минеральном парагенезисе. В работах Генштафта и др. (1972); Горюхова и др. (1972) были определены P -условия образования метаморфических и магматических эклогитов. Было установлено, что эклогиты с типично метаморфическим парагенезисом минералов образуются при температурах менее 950°C и давлениях 10-30 кбар. Магматические эклогиты образуются на глубинах, соответствующих давлениям 20-35 кбар и температурам свыше 1200°C .

Эксперименты показывают, что некоторые пироксениты и перидотиты могут быть связаны с фракционированием базальтовой магмы при различных условиях P - T (P -флюид). Поэтому при решении вопросов о генезисе различных ультрабазитов приходится привлекать другие данные, например, геохимические, геофизические и т.д.

Заключение

Экспериментальные петрологические исследования искусственных систем и образцов горных пород ультраосновного состава позволили подойти к решению проблемы образования ультрабазитов раз-

личного типа, включая альпинотипные, и выявить их генетическую принадлежность к тому или иному ряду пород. Признавая парциальное или фракционное плавление ведущим процессом образования базальтовых магм и пород, формирующих в дальнейшем коровый слой Земли, мы неизбежно приходим к выводу о существенно перидотитовом составе верхней мантии, характеризуемом вполне определенными петрохимическими и геохимическими соотношениями элементов. Совокупность геофизических и геологических данных свидетельствует о значительной вертикальной и латеральной гетерогенности глубинных зон Земли, что, вероятно, отражает "анизотропию" истории развития недр Земли.

Экспериментальные данные подтверждают вывод Куно (Kuno, 1969) о генетической принадлежности основной части эклогитов к легкоплавкой составляющей ультрабазитов мантии, закристаллизованной при высоких давлениях, и дунит-гарцбургит-верлит-лерцолитовых разновидностей перидотита - к тугоплавкому остатку фракционирования вещества мантии. Нам представляются обоснованными взгляды Пинуса, Велинского, Годлевского и других петрологов (Пинус, Велинский, 1971; Годлевский, 1972; Pinus, 1971) на историю образования альпинотипных гипербазитов в ходе дифференциации перидотита мантии. При этом, очевидно, что внедрение гиперобазитов происходило не в виде полностью жидкой магмы, а скорее всего в высокопластичном состоянии вещества, представляющем собой смесь большого количества кристаллической фазы и незначительной доли расплава при температурах, не очень отличающихся от температур базальтовых магм. Вероятно, большая часть ультрабазитов имеет первичномагматическое происхождение и значительно меньшая формировалась за счет активной переработки других пород. Эти выводы полностью согласуются с геохимическими данными о распределении ряда элементов в гипербазитах (Stuber, Murthy, 1966; Ставров, Уханов, 1971), на основании которых было сделано заключение о принадлежности альпинотипных гипербазитов к группе первично отдифференцированных пород при фракционировании вещества мантии.

Литература

Акимов А.П., Геншафт Ю.С. Условия формирования разнофаци-

альных кимбелитов Сибирской платформы. "Бюлл. МОИП, отд. геол.", т. 47, в.2, 1972.

Безруков Г.Н., Горохов С.С., Давыдченко А.Г., Лисицина Е.Е.

Некоторые экспериментальные данные по изменению серпентинитов в области высоких давлений и температур. Тр. ВНИИСИМС, т. XII, 1970.

Белинский В.В., Пинус Г.В. Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение. "Геология и геофизика", № 5, 1969.

Генштафт Ю.С., Быкова Ю.М., Соловьева Т.Н. Физические свойства гранатов при высоких термодинамических параметрах и их роль в процессах и свойствах глубинных оболочек коры и верхней мантии. В сб. "Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах". "Наукова думка", Киев, 1971.

Генштафт Ю.С., Наседкин В.В. Петрологическое значение экспериментов по плавлению горных пород ультраосновного и основного состава при высоких давлениях и температурах. В сб. "Петрология и металлогения базитов", М., "Наука", 1968.

Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Эклогитизация щелочного базальта при высоких давлениях и температурах. В сб. "Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах", "Наука", М., 1972.

Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 6, 1967.

Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Фарберов А.И., Рябинин Ю.Н. Плавление ксенолитов пород ультраосновного состава при высоких давлениях. "Докл. АН СССР", т. 195, № 2, 1970.

Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Экспериментальные исследования глубинного магмообразования. "Бюлл. МОИП, отд. геол.", т. 46, в.4, 1971.

Генштафт Ю.С., Шейнманн Ю.М. Термодинамическая неустойчивость в верхней мантии океанов и некоторые возможные геологические следствия. "Геотектоника", № 4, 1972.

Годлевский М.Н. Проблемы базитов. В сб. "Магматизм, формирования кристаллических пород и глубины Земли" т. I, "Наука", М., 1972.

Горохов С.С., Лисицина Е.Е., Безруков Г.Н., Давыдченко А.Г.,

Хетчиков Л.Н. Некоторые вопросы генезиса магматических и метаморфических эклогитов (по данным экспериментов). В кн. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. I, "Наука", М., 1972.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. "Мир", т. 3, 1966.

Курода Е., Мацухиси И. О кристаллической структуре оливина. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. II, "Наука", М., 1970.

Леснов Ф.П. К петрологии и минералогии регенерированных оливиновых пород. В сб. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород", "Наука", М., 1972.

Лисицина Е.Е., Горохов С.С., Аникин И.Н. Экспериментальное изучение флогопита при высоких температурах и давлениях. Тезисы докладов Международ. геохимического конгресса", т. I, М., 1971.

Пинус Г.В., Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты как индикаторы состава вещества верхней мантии. В кн. "Связь поверхностных структур земной коры с глубинными". "Наукова Думка", Киев, 1971.

Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Кусков О.Л. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. "Геохимия", № 10, 1969.

Рябчиков И.Д. Плавление диопсида в условиях сверхвысоких давлений водяного пара. "Докл. АН СССР", т. 181, № 1, 1968.

Ставров О.Д., Уханов А.В. Щелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. "Геохимия", № 3, 1971.

П. Дж. Уилли. Ультраосновные пояса. В сб. "Земная кора и верхняя мантия", "Мир", М., 1972.

Akimoto S. The System Mg-FeO-SiO₂ at high pressures and temperatures -phase equilibria and elastic properties. "Tectonophysics", vol. 113, № 1-4, 1972.

Bell P.M. High pressure melting relations for jadeite composition. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 63, 1964.

Bell P.M., Davis B.T.C. Temperature-composition section for jadeite-diopside. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 64, 1965.

Boyd F.R. Electron probe study of diopside pyroxenes from kimberlites. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 65, 1966.

Boyd F.R. Garnet peridotites and the system CaSiO₃-MgSiO₃-Al₂O₃. Min. Soc. Amer. Spec." Paper 3, ed Morgan B.A., 1970.

Boyd F.R., England J.L. Effect of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and Albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, in the range up to 50 kilobars. "J. Geophys.Res.", vol. 68, N^o 1, 1963.

Boyd F.R., England J.L. Some effects of pressure on phase relations in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 62, 1963.

Boyd F.R., England J.L. The system enstatite-pyrope. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 63, 1964.

Boyd F.R., England J.L., Davis B.T.C. Effect of pressure on the melting and polymorphism of enstatite, MgSiO_3 . "J. Geophys. Res.", vol. 69, 1964.

Boyd F.R., Schairer I.F. The system $\text{MgSiO}_3\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$. "J. Petrol.", vol. 5, 1964.

Davos B.T.C. The system diopside-forsterite-pyrope at 40 kilobars. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 62, 1963.

Davis B.T.C. The system enstatite-diopside at 30 kilobars pressure. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 62, 1963.

Davis B.T.C., England J.L. The melting of forsterite up to 50 kilobars. "J. Geophys. Res.", vol. 69, N^o 6, 1964.

Feawcett J.J., Yoder H.S. Phase relationships of chlorites in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Amer. Min., vol. 51, n^o 4, 1966.

Fyfe W.S. Lattice energies, phase transformations and volatiles in the mantle. "Phys. Earth Planet. Inter.", vol. 3, 1970.

Green. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. "Phys. Earth Planet. Inter.", vol. 3, 1970.

Green D.H. Migmatic activity as the major process in the chemical evolution of earth's crust and mantle. Tectonophysics, vol. 13, N^o 1-4, 1972.

Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. "Contr. Mineral. and Petrol.", vol. 15, 1967.

Green D.H., Ringwood A.E. An experimental investigation on the gabbro eclogite transformation and its petrological applications: Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 31, 1967.

O'Hara M.J. Mineral facies in ultrabasic rocks. "Ultramafic and related Rocks", ed. P.J. Wyllie, Inc, N.Y., 1967.

O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks. "Ultra-

mafic and related Rocks", ed. Wyllie P.J., Inc., N.Y., 1967.

O'Hara M.J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. "Earth Sci.Rev.", vol. 4, 1968.

Hsu L.C. Melting of Fayalite up to 40 kilobars. J.Geophys. Res.", vol. 72, N^o 16, 1967.

Gilbert. Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure. "Carnegie Inst.Wash.Yearbook", vol. 67, 1968.

Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. Amer.J.Sci.", vol. 265, 1967.

Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications. "Contrib.Mineral. and Petrol.", vol. 19, N^o 3, 1968.

Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in the basaltic rocks of Hawaii. Geol.Soc.Amer.Mem.", vol. 115, 1969.

Kushiro J. Clinopyroxene solid solutions at high pressures. "Carnegie Inst.Wash.Yearbook", vol. 64, 1965.

Kushiro J. Synthesis and stability of iron-free pigeonite in the system $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$ at high pressures. "Carnegie Inst. Wash.Yearbook", vol. 67, 1968.

Kushiro J. Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle. "Carnegie Inst.Wash.Yearbook", vol. 68, 1969.

Kushiro J. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. J.Petrol.", vol. 13, N^o 2, 1972.

Kushiro J., Aoki K. Origin of some eclogite inclusions in kimberlite. "Amer.Min.", vol. 53, 1968.

Kushiro J., Schairer J.F. Diopside solid solutions in the system diopside-anorthite-albite at 1 atm and high pressures. "Carnegie Inst.Wash.Yearbook", vol. 68, 1969.

Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Stability of phlogopite at high pressures and possible presence of phlogopite in the earth's upper mantle. "Earth Planet.Sci.Letters", vol. 3, 1967.

Kushiro J., Syono Y., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. J. "Geophys. Res.", vol. 73, N^o 18, 1968.

Kushiro J., Yoder H.S., Jr. Melting of forsterite and ensta-

tite at high pressures under hydrous conditions. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 67, 1968.

Lindsley D.H., Mac Gregor I.D., Davis B.T.C. Synthesis and stability of ferrosillite. "Inst. Yearbook", vol. 63, 1964.

Mac Gregor I.D. The reaction 4 enstatite + spinel = forsterite + pyrope. "Carnegie Inst. Wash. Yearbook", vol. 63, 1964.

Mac Gregor I.D. Mineralogy of model mantle composition. "Ultramafic and related Rocks", ed. P.J. Wyllie, Inc., N.Y., 1967.

Mac Gregor I.D. The effect of CaO, Cr₂O₃ and Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites. "Phys. Earth Planet. Interiors", vol. 3, 1970.

Pinus G.V. Heavy oxygen isotopes of the olivine from the ultramafic rocks as indicator of their genesis. "J. Geophys. Res.", vol. 76, № 5, 1971.

Ringwood A.E. Composition and evolution of the upper mantle. "The Earth's crust and upper mantle", ed P.J. Hart, Amer. Geophys. Union, Wash, D.C., 1969.

Ringwood A.E. Phase transformations and the constitution of the mantle. "Phys. Earth Planet. Inter.", vol. 3, 1970.

Ringwood A.E. Petrogenesis of Apollo 11 basalts and implications for Lunar origin. "J. Geophys. Res.", vol. 75, № 32, 1970.

Sclar C.B. High pressure studies in the system MgO-SiO₂-H₂O. "Phys. Earth Planet. Inter.", vol. 3, 1970.

Stuber A.M., Murthy V.R. Potassium and rubidium ratio in ultramafic rocks differentiation history of the upper mantle. "Science", vol. 153, 1966.

В Н И И А Л М А З.

М.П. ВОЛАРОВИЧ, Е.И. БАКИ

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД
И ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ
УСЛОВИЯХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР

Вопрос о вещественном составе глубоких слоев земной коры

и верхней мантии является очень важным, но, очевидно, окончательно он может быть решен только тогда, когда мы будем располагать материалом из сверхглубоких скважин.

Однако и в настоящее время, используя данные разных геофизических методов, геологических и геохимических наблюдений и лабораторные исследования вещества Земли, можно наметить наиболее вероятные варианты решения.

В связи с вопросом о природе границы Мохоровичича исключительный интерес представляет вещественный состав подкоровой части Земли. Некоторые сведения о нем получают на основании разнообразного ксеногенного материала, выносимого из недр Земли в период вулканической деятельности и в трубках взрыва. Например, включения, обнаруженные в алмазах, рассматриваются как минералы и породы мантии (Соболев, Соболев, 1964). Действительно, опыты по искусственному получению алмазов показали, что в природных условиях алмазы образуются при давлениях и температурах значительно более высоких, чем те, которые имеют место в земной коре (Соболев, 1962; Верещагин и др., 1972).

Минералы, обычно встречающиеся в виде включений в алмазах, — это, в основном, пироп, оливин, диопсид, энстатит, шпинелиды. Изучение ассоциаций таких минералов позволило предполагать значительную дифференцированность вещества верхней мантии от типичных перидотитов до эклогитов (Соболев, Соболев, 1964). В свете новейших данных считаются возможными как эклогитовая, так и перидотитовая гипотезы о строении верхних слоев мантии, причем, в одних районах наиболее вероятно, что на границе Мохо происходит химическое изменение материала, а в других — она имеет фазовую природу (Белоусов, 1971). В связи со сказанным важное значение имеют данные о физических свойствах минералов, особенно, граната, оливина, пироксенов, а также ультраосновных пород и эклогитов при высоких термодинамических параметрах.

Измерение скоростей упругих волн в минералах производится в соответствии с кристаллографическими направлениями. Лишь при распространении волны в так называемых особых направлениях в кристаллах, какими являются оси симметрии или перпендикуляры к плоскостям симметрии, компоненты вектора смещения могут совпадать с направлением распространения волны (получается чистая

продольная волна) или быть перпендикулярными к ней (поперечная волна). Величины скоростей, измеренные в особых направлениях, обычно используются для расчета упругих постоянных минералов (Александров и др., 1966). По этим величинам сравниваются минералы между собой. Для всех минералов наблюдается различие значений скоростей упругих волн в разных кристаллографических направлениях: для некоторых оно большое, например, для оливина, для других — мало (гранат).

Опыты в условиях высоких давлений показали (Simmons, 1964; Афанасьев и др., 1971; Баук, 1973; Волярович, 1973), что упругие характеристики минералов, в частности, скорости упругих волн, изменяются с давлением. При малых давлениях скорость повышается довольно сильно, подобно тому, как она возрастает в горных породах (Тр. Ин-та физики Земли, № 37). Дело в том, что даже минералы обнаруживают пористость и имеют микротрещины, из-за ликвидации которых под давлением наблюдается резкое возрастание скорости. В области более высоких давлений, начиная с 2–4 кбар, у минералов отмечается почти линейное увеличение скоростей продольных и поперечных волн. Это видно из рис. 1, где приведена зависимость от давления скорости продольных волн в гранатах в направлении $[001]$ и эгирине- $[001]$. Если линейные участки экспериментальных кривых интерполировать к нулевому давлению, как предлагает Симмонс (Simmons, 1964), то получаются значения скорости для беспористых минералов, и эти значения намного выше, чем измеренные при атмосферном давлении.

Пример различия значений скоростей по разным кристаллографическим направлениям приведен в табл. 1. Были испытаны образцы дунита, содержащие 96,3% оливина, кристаллы которого имели однообразную ориентировку в породе (Christensen et al., 1971). Это дало возможность значения скорости связать с определенными кристаллографическими направлениями в оливине.

Наибольший коэффициент анизотропии скорости продольных волн

$$A = \frac{v_{[100]} - v_{[010]}}{v_{[010]}}$$

расчитанный по данным табл. 1, равен

16,7% при 10 кбар. Коэффициент анизотропии скорости почти не изменяется при возрастании давления от 1 кбар до 10 кбар.

Таблица I

Скорости упругих волн в дунитэ

Направление рас- пространения волны	Направление смещения в волне	Скорости упругих волн (км/сек) при различных давлениях (кбар)					
		1	2	4	6	8	10
[100]	[100]	8,939	9,002	9,069	9,103	9,128	9,150
	[010]	4,667	4,709	4,763	4,786	4,814	4,832
	[001]	4,809	4,842	4,885	4,912	4,934	4,940
[010]	[010]	7,664	7,704	7,756	7,788	7,810	7,831
	[001]	4,631	4,673	4,733	4,774	4,799	4,814
	[100]	4,645	4,692	4,753	4,788	4,806	4,815
[001]	[001]	8,062	8,119	8,182	8,222	8,250	8,272
	[100]	4,921	4,931	4,948	4,962	4,971	4,980
	[010]	4,634	4,663	4,704	4,727	4,740	4,747

Коэффициент анизотропии скорости почти не изменяется при возрастании давления от 1 кбар до 10 кбар.

В настоящее время проявляется большой интерес к изучению высокоплотных породообразующих минералов. Однако в литературе обычно приводятся данные для изотропных мономинеральных агрегатов, которые получены на основании измерения скоростей упругих волн в минералах в нужных кристаллографических направлениях и последующего расчета по формулам усреднения. Измерения проводятся при давлениях до 6-10 кбар и экстраполируются до больших давлений. Такие данные по скоростям продольных и поперечных волн в некоторых минералах, характерных для подкорового слоя Земли, приведены в табл. 2. Несмотря на малую производную скорости с давлением (для продольной волны $7-11 \cdot 10^{-3}$ км/сек/кбар, для поперечной - $2-4 \cdot 10^{-3}$ км/сек/кбар), скорости упругих волн в этих минералах достигают большой величины при давлении 20 кбар. Име-

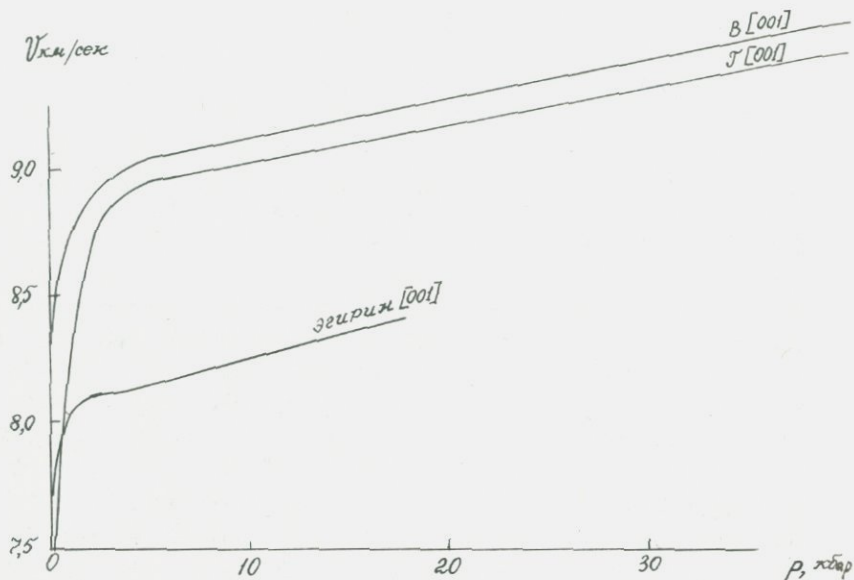


Рис. 1. Зависимость от давления скорости продольных волн в двух образцах граната по направлению [001] (Воларович, Левыкин, 1973), и в образце эгирина, испытанного Г.А. Ефимовой по направлению [001].

ются данные о влиянии температуры на скорость упругих волн. Для интересующих нас минералов производная скоростей продольных и поперечных волн по температуре составляет $2-5 \cdot 10^{-4}$ км/сек/град при постоянном высоком давлении (Kumarava et al., 1969; Soga, 1967). Даже с учетом поправки на влияние температуры скорость продольных волн в них будет превосходить 8 км/сек.

Высокие упругие характеристики рассмотренных минералов определяют высокие скорости упругих волн ультраосновных горных пород и эклогитов (Афанасьев и др., 1964; Тектонофизика, 1971; Воларович и др., 1971). Математическая обработка результатов ис-

следования для большого числа разнообразных горных пород показала, что ультраосновные породы и эклогиты обладают наибольшими среди других пород значениями скоростей продольных и поперечных волн, особенно при высоких давлениях.

Таблица 2

Скорости упругих волн в некоторых минералах при высоких давлениях

Наименование	Плотность	Скорость упругих волн (км/сек) при различных давлениях (кбар)				
		0,001	5	10	20	40
Периклаз по данным (Anderson, 1965)		9,77	9,81	9,85	9,93	10,09
		5,96	5,98	6,00	6,04	6,12
Форстерит изотропный по данным (Kumazawa, 1969)	3,22	8,57	8,63	6,68	8,79	9,01
		5,00	5,04	5,06	5,10	5,18
Оливин изотропный по данным (Kumazawa, 1969)	3,31	8,42	8,47	8,52	8,62	8,82
		4,89	4,91	4,93	4,96	5,03
Гранат изотропный по данным (Soga, 1967)	4,16	8,53	8,57	8,61	8,69	8,85
		4,76	4,77	4,78	4,80	4,84
Бронзит изотропный по данным (Галдин, 1970)	3,24	7,70	7,81	7,93	8,05	8,23
		4,43	4,50	4,57	4,63	4,74
Сподумен IIc по данным Г.А. Ефимовой		9,83	10	10,12	10,41	
Оливинит по данным (Волярович, 1973)	3,34	7,37	8,41	8,62	8,88	9,29
		4,57	4,64	4,76	4,87	4,96

Измерение скоростей при атмосферном давлении может быть искаженным из-за присутствия микротрещин и пор в породе, которые заделываются при высоком давлении. Наличие большого количества микротрещин очень характерно для эклогитов, в связи с чем наблюдается сильный разброс значений скорости при атмосферном давлении. В ряде образцов эклогитов зарегистрированы даже очень низкие значения скорости продольных волн, не отражающие минерального состава породы. Однако при повышении давления скорость упругих волн в таких образцах сильно возрастает. Это видно из рис. 2, на котором приведены скорости продольных волн в функции давления для образцов эклогитов Южного Урала, содержащих 50-75% граната (Волярович и др., 1971).

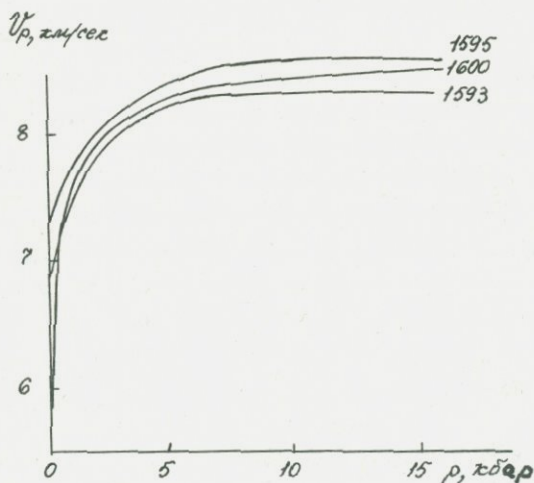


Рис. 2. Зависимость от давления скорости продольных волн в эклогитах (Южный Урал) с большим содержанием граната (60-75%).

Эклогиты подразделяются на ряд групп, соответствующих определенным фациям и субфациям (Лутц и др., 1971). Офиолитовые эклогиты приурочены к зонам глубинных разломов. Они сформировались

при температурах 400–500⁰С и давлениях свыше 10 кбар. Эти эклогиты сложены альмандиновым гранатом и омфацитом и ассоциируют с глаукофановыми и зеленосланцевыми породами. Коровые эклогиты встречаются в виде линзообразных и пластовых тел среди комплексов метаморфических пород, чаще всего амфиболитов. Они образовались приблизительно при таком же давлении, что и офиолитовые, но при более высокой температуре (550–600⁰С). Эклогиты, найденные в кимберлитовых трубках взрыва, относятся к фации мантийных. Давление и температура их образования еще выше. Они сложены пироповым гранатомидиопсидом с примесью жадеитового компонента.

Перечисленные типы эклогитов различаются не только по химическому составу и условиям метаморфизма, но и по физическим свойствам. В табл. 3 приведены плотности, скорости продольных волн и условия образования для различных групп эклогитов. Физические характеристики получены при высоком всестороннем давлении для офиолитовых эклогитов Максютковского комплекса (Soga, 1967), коровых эклогитов с Кокчетавского массива (Лутц и др., 1971) и мантийных эклогитов из трубок "Агаджан", "Обнаженная" и "Удачная" (Лутц и др., 1971), а также мантийных эклогитов Японии (Kanamori et al., 1965). Как видно, по значениям плотности и скорости продольных волн офиолитовые эклогиты Южного Урала занимают промежуточное положение между коровыми и мантийными. Это объясняется, по-видимому, тем, что эти эклогиты содержат 30–75% граната, а пироксен представлен диопсидом и жадеитом.

Скорость продольных волн в оливиновых породах (оливинитах, дунитах, перидотитах) характеризуется высокими значениями. Уже при давлениях 4–5 кбар в большинстве таких пород она достигает 8 км/сек (Афанасьев и др., 1964; Тектонофизика. М., 1971), а при давлениях, соответствующих нижним слоям земной коры, скорость продольных волн в них составляет 8,1–8,3 км/сек (Тектонофизика, 1971). Большая анизотропия скорости в оливине обуславливает и сильное различие упругих характеристик в оливиновых породах по разным направлениям. Особенно это наблюдается в оливинитах и дунитах с упорядоченной структурой. На рис. 3 приведены графики зависимости скорости продольных волн от давления для оливинита (Тектонофизика, М., 1971) и оливинового нодуля

Таблица 3

Скорость продольных волн и плотность
разных типов эклогитов

Тип эклогитов	Плотность при атмосферном давлении (г/см ³)	Скорость продольных волн (км/сек) при давлении 10-15 кбар	P-T условия метаморфизма	
			P (кбар)	T ⁰ C
Офиолитовые	3,04-3,39	7,5-8,5	10	400-500
Коровые	2,98-3,40	7,3-7,7	8-10	550-700
Мантийные	3,30-3,56	8,2-9,1	20	1000-1400

(Matsushima, 1972) по трем взаимноперпендикулярным направлениям. В оливините максимальный коэффициент анизотропии скорости при 15 кбар составляет около 5%, а в оливиновом нодуле - 15%. Изучение анизотропии упругих свойств ультраосновных пород имеет важное значение для объяснения природы границ в верхней мантии.

Как известно, в результате метаморфизма происходит разложение оливина, которое сопровождается образованием водных силикатов магния и железа - возникновением серпентина. Присутствие даже небольшого количества серпентина в оливиновых породах понижает их упругие параметры и плотность.

Делались попытки установить влияние степени серпентинизации на некоторые физические характеристики дунитов и оливинитов при атмосферном давлении. На рис. 4 приведена зависимость скорости продольных волн, измеренной при 4 кбар, в серпентинитах, оливинитах и перидотитах от процентного содержания оливина. Зависимость эта, очевидно, линейная и скорость понижается при возрастании содержания серпентина. График составлен по нашим данным (Труды Ин-та физики Земли, № 37, 1966; Тектонофизика, 1971;

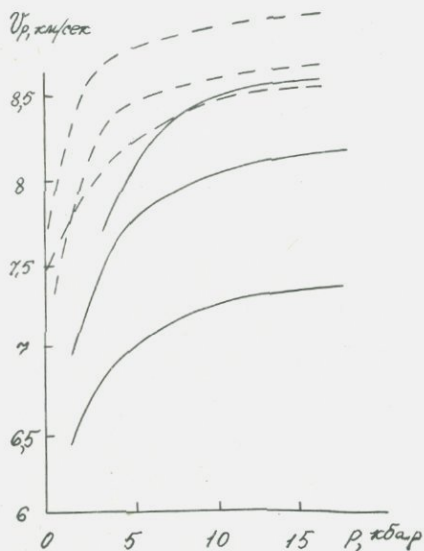


Рис. 3. Скорость продольных волн в функции давления для трех взаимноперпендикулярных образцов оливинита (пунктирные линии) и трех образцов оливинового нодуля (сплошные линии).

Вајук et al., 1967) с добавлением нескольких точек из работы (Birch, 1961). Уравнение регрессии можно записать следующим образом: $v = -0,033C + 8,33$, где C - содержание серпентина (в %). Коэффициент корреляции высок ($r = 0,99$).

Таким образом, как видно из графика, оливиновые породы могут характеризоваться как очень высокими значениями скоростей, так и скоростями, соответствующими основным и даже гранитным породам. Все зависит от содержания в них серпентина. Однако, если серпентина содержится менее 10-15%, скорость продольных волн в оливиновых породах остается довольно высокой: около 8 км/сек и даже больше. Для пироксенитов такие значения скорости

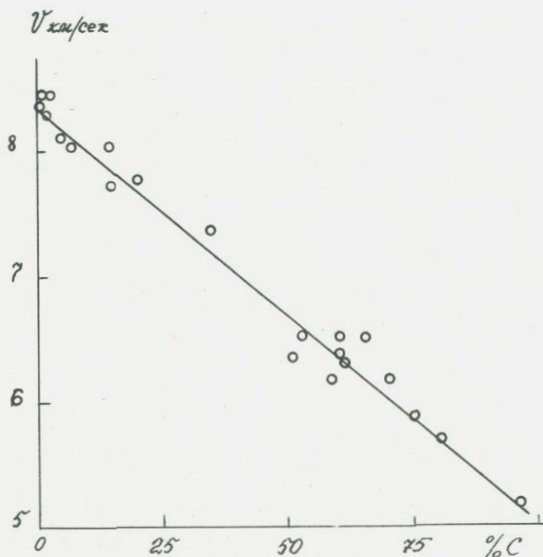


Рис. 4. Скорость продольных волн при 4 кбар в оливиновых породах в зависимости от содержания серпентина.

наблюдались лишь в отдельных образцах, в большинстве же пироксенитов она несколько ниже. Как видно из табл. 2 и литературных данных (Беликов и др., 1970), при атмосферных давлениях упругие параметры для пироксенов более низкие, чем для оливинов и гранатов. Исключение составляет жадеит, скорость продольных волн в котором при атмосферном давлении составляет 8,56 км/сек.

В табл. 4 приведены средние значения скорости продольных волн \bar{V} и среднее квадратичное отклонение (дисперсия σ^2) для перидотитов, пироксенитов и эклогитов при разных давлениях. Эти величины получены по измерениям 40–50 образцов каждой группы пород по данным лаборатории высоких давлений ИФЗ.

Как видно, приведенные средние значения для перидотитов и

Таблица 4

Средние значения скорости продольных волн при различных давлениях

Давление (кбар)	Перидотиты		Пироксениты		Эклогиты	
	\bar{v}	σ	\bar{v}	σ	\bar{v}	σ
0,001	7,38	0,26	7,24	0,31	6,49	
1	7,92	0,26	7,60	0,28	7,5	0,39
4	8,1	0,26	7,81	0,30	7,95	0,35
15	8,35	0,25	8,04	0,28	8,13	0,35

эклогитов близки, а для пироксенитов оказались более низкими. В связи с этим наиболее вероятно присутствие пироксенитов в нижних слоях земной коры, а перидотитов и эклогитов также и в верхах мантии. Сведения по скоростям продольных волн могут быть дополнены данными по плотности и электропроводности (Волярович и др., 1972; Пархоменко, 1972), которые подтверждают это положение.

Литература

Александров К.С., Беликов Б.П., Рыжова Т.В. Вычисление упругих параметров горных пород по минеральному составу, "Изв. АН СССР, сер.геол.", № 2, 1966.

Афанасьев Г.Л., Бажж Е.И., Волярович М.П., Галдин Н.Е. Исследование скоростей упругих волн в ультраосновных породах Мончегорского плутона в условиях высокого всестороннего давления. "Докл. АН СССР", т. 155, № 5, 1964.

Афанасьев Г.Д., Бажж Е.И., Беликов Б.П., Волярович М.П., Ефимова Г.А., Левыкин А.И. Исследование скоростей упругих волн

некоторых породообразующих минералов при давлениях до 20 кбар. "Докл. АН СССР", т. 201, № 3, 1971.

Баяк Е.И. Упругие свойства минералов при высоких давлениях и температурах. "Геофиз. сборник АН УССР", № 52, 1973.

Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. "Наука", М., 1970.

Белоусов В.В. В сб. "Природа сейсмических границ в земной коре", "Наука", М., 1971.

Верещагин Л.Ф., Рябиниан Ю.Н., Семерчан А.А., Лившиц Л.Д., Демяшкевич Б.П., Попова С.В. Прямое превращение графита в алмаз при высоких статических давлениях. "Докл. АН СССР", т. 206, № 1, 1972.

Воларович М.П., Киреевкова С.М., Баяк Е.И. Исследование скоростей продольных волн и плотности эклогитов при давлениях до 17 кбар. "Изв. АН СССР, сер. геолог.", № 7, 1971.

Воларович М.П., Пархоменко Э.И., Киреевкова С.М. Электропроводность и упругие свойства эклогитов при высоких давлениях и температурах. "Изв. АН СССР, Физика Земли", № 4, 1972.

Воларович М.П., Левыкин А.И. Влияние давления до 40 кбар на упругие свойства некоторых породообразующих минералов. "Геофиз. сборник АН УССР", № 2, 1973.

Галдин Н.Е. Об относительных изменениях упругих характеристик горных пород и минералов с давлением. В сб. "Проблемы строения земной коры и верхней мантии", "Наука", М., 1970.

Лутц Б.Г., Томашевская И.С., Акимов А.П., Галдин Н.Е. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях. В сб. "Природа сейсмических границ в земной коре", "Наука", М., 1971.

Пархоменко Э.И., Боядаренко А.М. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах, "Наука", м., 1972.

Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии. "Геология и геофизика", № 7, 1962.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах северной

Якутии и вопросы строения мантии Земли. "Докл. АН СССР", т.158, № I, 1964.

Тектонофизика и механические свойства горных пород. "Наука", М., 1971.

Электрические и механические свойства горных пород при высоких давлениях. "Труды Ин-та физики Земли АН СССР", № 37, 1966.

Anderson O.L., Schreiber E.S. The pressure derivatives of sound velocities of polycrystalline magnesia, L.Geoph. Res, vol. 70, № 20, 1965.

Bajuk E.I., Volarovich M.P., Klima K., Pros Z., Vanek J. Velocity of longitudinal waves in eclogite and ultrabasic rocks under pressures to 4 kilobars, Stadia geoh.et geood., № 11, 1967.

Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, J.Geoph.Res., vol. 65, № 4, 1960; vol. 66, № 7, 1961.

Christensen N.J., Ramanantoandro R. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars, J.Geoph.Res., vol.76, №17, 1971.

Kumazawa M., Anderson O.L. Elastic moduli, pressure derivatives and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite, J.Geoph.Res. vol. 74, № 25, 1969.

Kanamori H., Mizutani H. Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressures, Bull.Farth Res.Inst. Univ.Tokyo, vol. 43, № 1, 1965.

Matsushima S. Compressional wave velocity in olivins nodules at high pressures and temperatures, J.Phys.Farth, vol. 20, № 2, 1972.

Simmons G. Velocity of compressional waves in various minerals at pressures up to 10 kbars, J.Geoh.Res., vol. 69, № 6, 1964.

Soga N. Elastic constants of garnet under pressures and temperature, J.Geoph.Res., vol. 72, № 16, 1967.

Ордена Ленина институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР.

ГИПЕРБАЗИТЫ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Для многих, если не для всех, занимающихся проблемой состава верхней мантии, крайне привлекательной представляется попытка отождествить с нею ультраосновные породы, особенно те из них, которые не связаны со слишком большими массами базитов. Этот подход представляется настолько понятным, что приходится специально остановиться на его допустимости.

Первым ограничением должно явиться то, что ультраосновной состав мантии не может быть доказан с полной неопровержимостью. Можно предположить, что она состоит из основных пород гранатовой фации (эклогитов). Такое предположение не слишком хорошо увязывается с данными геофизики относительно плотности, скорости прохождения волн и других физических характеристик вещества глубин. Считать такое представление достаточно вероятным не приходится и прежде всего потому, что оно заставляет предполагать большие скорости волн и большие плотности вещества, чем наблюдаемые при эксперименте, и что оно нелегко сопоставимо с несомненно широким распространением на глубине ультраосновных пород.

Эти данные, а также состав каменных метеоритов указывают, что верхняя мантия должна быть в целом ультраосновной, что конечно не исключает возможности встречи в ней отдельных пакетов более кислых — эклогитовых. Такого рода предположение сейчас должно считаться наиболее вероятным и его мы принимаем за основание для дальнейших рассуждений.

Дальнейшая детализация такого представления приводит к ряду вопросов, которые в какой-то степени могут быть решены прямым наблюдением и экспериментом. Это прежде всего следующие вопросы:

- а) имеются ли среди известных нам на поверхности Земли пород такие, которые могли бы считаться за неизменные или почти неизменные породы мантии;
- б) какие изменения могут претерпеть породы мантии в результате образования коры и не могут ли известные нам ультраосновные

поряды представлять именно такую, уже измененную мантию;

в) являются ли изучаемые петрографами гипербазитовые формации чем-то единым или это различные по происхождению сообщества горных пород и их отношение к составу мантии следует рассматривать отдельно для каждой формации.

В коротком сообщении нет возможности полностью ответить на все эти вопросы и мы попробуем коснуться их лишь в той степени, какая нужна для общего представления о связи ультрабазитов и мантии.

Самым существенным для дальнейшего изложения оказывается последний вопрос. Проведенные за последнее время многочисленные исследования показали, что следует различать по крайней мере две группы гипербазитовых комплексов. Одна из них характеризуется преобладанием дунитов и гарцбургитов, как правило обогащенных оливином, в то время как лерцолиты представлены в ней в малой степени и никогда не являются преобладающей породой. Развита эта группа в складчатых областях и на островных дугах. Вторая группа, представленная лерцолитами и гарцбургитами, почти не встречается в геосинклиналих. На континентах ею сложены многие комплексы докембрия и некоторые более молодые, всегда вне бывших эвгеосинклиналей, в пределах платформ и "молодых платформ". Тот же состав имеют и океанические гипербазиты, хорошо известные на срединных хребтах.

Для обеих групп указывается пространственная (и в какой-то степени временная) связь с основными породами. Излившиеся базальты и сопровождающие их дайки диабазов являются как-будто чуждыми ультрабазитам, во всяком случае они характеризуются во много раз меньшими цифрами абсолютного возраста. Но габброиды, в которые часто непосредственно переходят ультрабазиты, считаются многими исследователями непосредственно связанными с последними. Различия в представлении о природе этих габбро и норитов сводятся к тому, что некоторые авторы на всю их массу распространяют наблюдения о полевошпатовом метасоматозе ультрабазитов, который доказан в некоторых участках и, по-видимому, является строго локальным. Другие, однако, с достаточным правом отмечают, что сама структура пород, и что пожалуй еще важнее — структура всей толщи, говорит об образовании габбро в результате отсадки крис-

таллов плагиоклаза и пироксена (с оливином) из несколько более кислой по составу жидкости, типа абиссальных толеитов океанических хребтов или толеитовых лав ранней стадии геосинклиналей. В пользу такого взгляда говорит прежде всего расслоенность массивов, иной раз даже ритмичность их, ку мулятивные структуры пород и т.п. Подобие строения габброидных массивов этого рода строению расслоенных основных интрузий континентов (и, по-видимому, для океанов, судя по данным Аumento для Атлантического срединного хребта) делает крайне невероятным отнесение всей толщи габбро, связанных с ультраосновными комплексами, к метасоматическим образованиям.

Родство габбро и гипербазитов несомненно, а наличие расслоенности противоречит метасоматической гипотезе.

Возвращаясь к вопросу о возможности разделения ультрабазитовых комплексов на формации, обратимся к данным петрохимии. В последнее время Дмитриев с соавторами (1972) разработал методику различения, дающую объективные критерии для такого разделения. Она сводится к построению трехмерной диаграммы (тетраэдра), на которую в атомных количествах наносятся следующие группы элементов: а) кремний, б) магний и железо, в) алюминий, хром и титан, г) щелочи и кальций (рис. 1). Практически рассматриваются только две плоскости тетраэдра: (магний-железо) - кремний - (щелочи-кальций) и (магний -железо) - кремний - (алюминий-хром-титан). При этом на диаграмме наметились две области, частично перекрывающие друг друга - материково-океанических и геосинклинальных гипербазитов. При этом в зону взаимного перекрытия попадают примерно по 30% анализов каждой группы.

Сложность обработки материала для составления диаграммы по методике Дмитриева и соавторов заставила попробовать упростить ее, не меняя ее петрохимического смысла. Вместо атомных соотношений были взяты обычные данные по окислам, выраженные в весовых процентах. далее, в виду того, что данные по диопсидовой (полевошпатовой) (Ca, Na, K) и по гранатовой (Al, Cr, Ti) составляющим на их диаграмме почти одинаковы для соответствующих комплексов в целом, они были заменены единым показателем - суммой всех окислов этих элементов (рис. 2). Другими словами, откладывались соотношения кремний-сиалические элементы и крем-

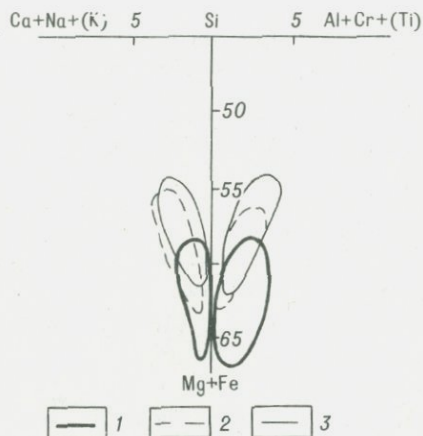


Рис. 1. Диаграмма химических составов ультрабазитов, построенная по методу Дмитриева и др. (1972): 1 - альпийские гипербазиты, 2 - шпинелевые ультрабазиты, включения в кимберлитах и базальтах, 3 - ультрабазиты срединных океанических хребтов.

ний - мафические основания. Таким образом, и диаграмма Дмитриева, и наша, упрощенная показывают связи мафических и сиалических компонентов в гипербазитах.

Проверка показала, что картина полностью сохраняется и что данные на нашей диаграмме практически столь же показательны, как на оригинальной, но более трудоемкой. И на той и на другой диаграммах отчетливо разделились области эвгеосинклинальных и океанических ультрабазитов. К этому можно прибавить, что столь же очевидно существование и третьей группы ультрабазитов, связанных с щелочно-ультраосновными комплексами, которые отклоняются по составу от геосинклинальных еще дальше, но в ту же сторону, что и океанически-материковые.

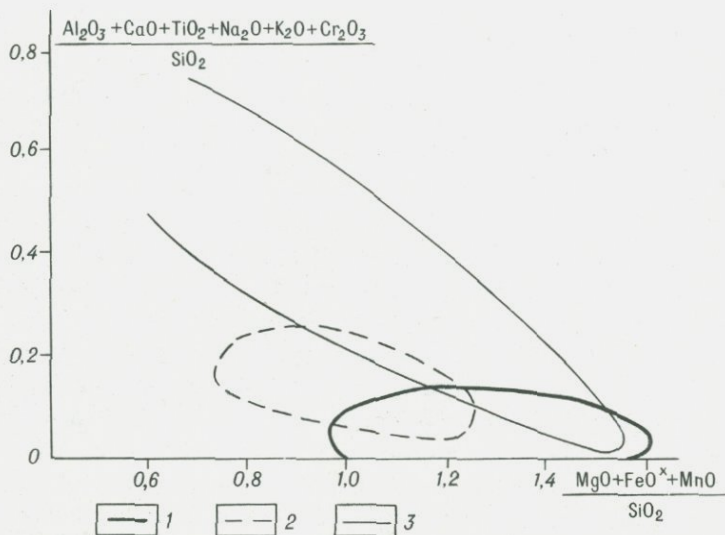


Рис. 2. Та же диаграмма, что на рис. 1, но построенная по упрощенной методике. 1 - альпинотипные ультрабазиты. 2 - ультрабазиты океанических хребтов. 3 - ультрабазиты щелочно-ультраосновных комплексов.

Дмитриев с соавторами показал, что среди геосинклинальных серий ультрабазиты "горячего типа" (Лизард в Корнуолле и др.) резко отличаются от остальных и по рассматриваемому признаку соответствуют океанически-материковой группе. Как известно, их роль в ультрабазитовой формации геосинклиналей очень невелика. Они известны в Корнуолле, Венесуэле, марокко, Н.Зеландии, на Ньюфаундленде, кое-где в Кордильерах.

подавляющее большинство ультраосновных включений, вынесенных с щелочными базальтами и кимберлитами (в том числе все или

почти все пироповые перидотиты), оказывается материково-океанического типа, что подтверждает широкое распространение его на глубине под материками и океанами.

Природа гипербазитов этих типов вряд ли может считаться сейчас точно установленной. Однако имеющиеся данные позволяют с высокой степенью вероятности говорить о том, что возможны лишь два варианта: накопление оседающих кристаллов внизу очага или остаточная масса после выплавления и ухода магмы. Предположение об ультраосновном расплаве, по-видимому, не проходит - трудно предполагать на глубине температуры, достаточные для расплавления фторстерита.

Достаточно детальное изучение очень крупного альпинотипного (дунит-гарцбургитового) массива Бэй-ов-Айлендс на западном побережье Ньюфаундленда (Jrvine, Findlay, 1972) показало, что в нем дунит-гарцбургитовая масса не может считаться результатом кумуляции тяжелых кристаллов в противоположность лежащей выше габровой массе, имеющей явно выраженную кумулятивную структуру. Наиболее реальной кажется возможность частичного плавления и ухода расплава вверх. Правда, авторы отмечают, что первоначально, возможно, имела место и отсадка, а в следующий этап кумулят подвергся частичной плавке, при которой межзерновая жидкость смешалась с образовавшейся во время плавления. Но прямых данных в пользу такого осложнения, по-видимому, нет. Надо отметить, что описываемый Бэй-ов-Айлендс - комплекс не является типичным: это "горячие" ультрабазиты и, следовательно, процесс в них мог идти иначе, чем в обычной дунит-гарцбургитовой формации. Для последней, по-видимому, единственным реальным решением является представление об остаточной после плавления массе, позже перемещенной и разделенной на мелкие тела.

Вопрос о природе океанических ультрабазитов еще менее ясен, т.к. они не могут наблюдаться в обнажениях и нет данных о структурах массивов. Несомненно, что слагают они в основном отдельные линзы, похожие на мелкие тела в ультрабазитовых поясах складчатых областей. В пользу этого говорит строение о-ва Маккейри к югу от Новой Зеландии, поднявшегося из океанических глубин не раньше плейстоцена (рис. 3). Совершенно аналогичную картину получаем мы при магнитной съемке аномальных океанических полос,

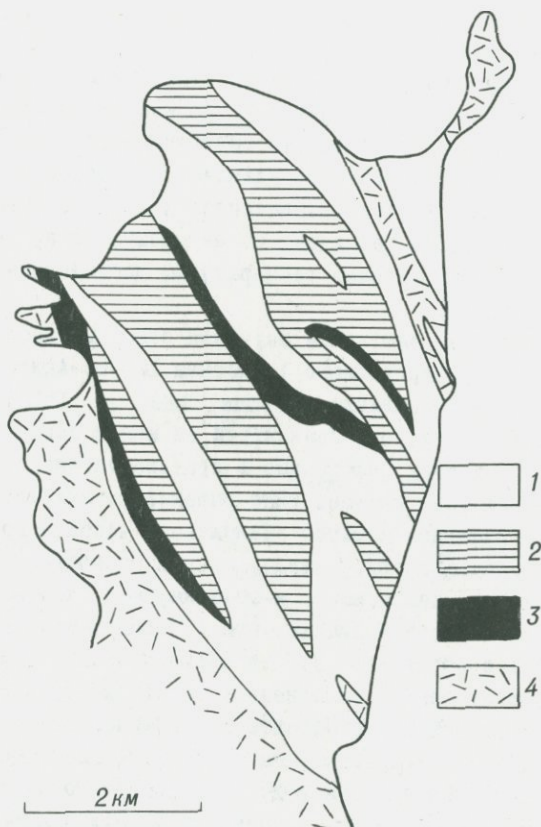


Рис. 3. Геологическая карта севера о-ва Маккейри (по Varne et al., [1969]). 1 - дайковая свита. 2 - габбро. 3 - гарцбургиты. 4 - подушечные лавы.

проводимой скользящим около дна прибором. Форма мелких аномалий и размеры их совершенно те же, что и для серпентинитовых тел о-ва Маккейри (рис. 4).

Различия в химизме океан-материковых ультрабазитов и бази-

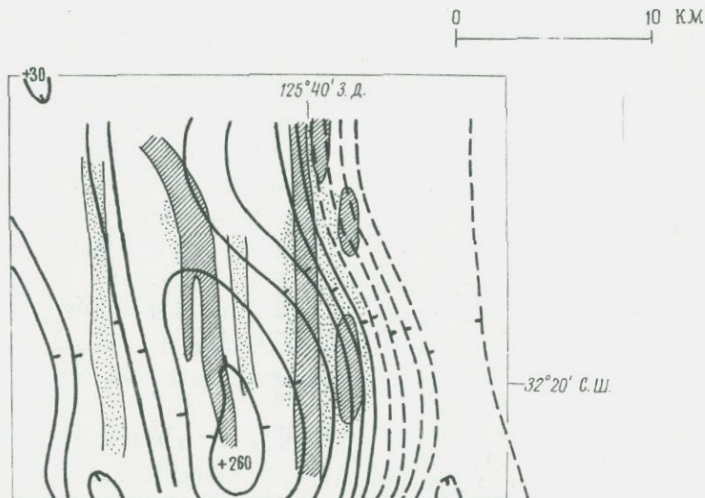


Рис. 4. Магнитные аномалии по данным придонной съемки. Схема составлена по профилям (Lucyenduk et al., 1968). Участок расположен к западу от Калифорнии, глубина около 4 км. Придонные аномалии: заштрихованы зоны пиков на профилях; точки - отчетливые прогибы профилей. Аномалии у поверхности моря: изолинии через 50 гамм, сплошные линии - положительные аномалии, черточки - отрицательные.

тов геосинклиналей в конце концов сводится к тому, что в первых имеется значительно больше сиалических элементов. Данные Дмитриева и соавторов показывают, что дунит-гарцбургитовое сообщество комплементарно толеитовым базальтам, т.е. что последние могут образоваться путем отделения от гипербазитов этого типа. Поэтому кажется вполне обоснованным представлять себе, что различие между двумя типами гипербазитов вызвано разной степенью выплавки базальтовой жидкости из первичного вещества. Дмитриев и

соавторы считают возможным поставить вопрос о различном составе мантии под океанами и континентами, с одной стороны, и геосинклиналями — с другой. Точнее, следовало бы сравнивать мантию в какую-то определенную стадию ее жизни. Верней всего следует говорить об однородной или первично-гетерогенной мантии, еще до образования коры. Причем гетерогенность надо понимать только в масштабе крупнейших структур Земли. Данных для подобного представления по существу нет. Тем более странным оказывается, что мантия иного, не материкового и не океанического состава, образует линейные зоны, которые нельзя сопоставить со следами некогда упавших на образующуюся Землю крупнейших астероидов (по В.С. Сафронову, например), а это как будто единственный путь для создания подобного размера неоднородностей. Представляется гораздо более вероятным, что при сравнении очень значительных площадей первичная мантия Земли оказывается достаточно однородной и не могла бы дать начало ультрабазитовым комплексам разного типа.

Гораздо правильнее предполагать, что различие гипербазитовых формаций сводится к степени частичного плавления. Иначе говоря, различие есть результат разной степени прогрева разных областей. Там, где прогрев был больше, т.е., где энергии поступало больше, больше образовалось базальта и остаток оказался более основным и лишенным силикатических составляющих и, наоборот, там, где энергии поступало меньше, базальтовой жидкости ушло меньше и остаток заметно обогащен силикатическими элементами. Следовательно мы приходим к предположению, что "энергонасыщенность" материковых областей и океанических срединных хребтов примерно одинаковы и ниже "энергонасыщенности" эвгеосинклиналей. Это может оказаться существенным выводом, помогающим установить тип связей мантии с ультрабазитами.

Отметим кстати, что наметившаяся на нашей диаграмме область еще сильнее "зараженных" силикатическими элементами ультрабазитов щелочно-ультраосновных комплексов соответствует, как правило, древним платформам, т.е. областям, где энергии поступает из глубинных зон еще меньше, чем в остальной части континента.

При первом взгляде на диаграмму ультрабазиты офиолитовых зон Армении (Паланджян, 1971) кажутся противоречащими намечает-

мой закономерности. Геологически — это типичные альпинотипные сообщества, а на диаграмме они попадают в область океанических и материковых формаций. Такое положение может быть истолковано двумя способами: либо мы имеем в этом случае дело с типичной океанической формацией, черты которой в большинстве других случаев, а может быть и во всех других областях, затושеваны позднейшими процессами и сохранились случайно только в Армении, либо армянские зоны являются примером перехода от типичных геосинклинальных условий к иным, характеризующим внегеосинклинальные области материков. Для вполне надежного ответа на этот вопрос следовало бы иметь данные еще для других подобных отклонений и посмотреть, нет ли некоторой пропорциональности между степенью отклонения от геосинклинального типа по химизму и по геологической обстановке. К несчастью, такого рода примеров найти автору пока не удалось.

Все же можно подойти к решению дилеммы с другой стороны. Если бы отклонение от геосинклинального типа вызывалось близостью к океаническому режиму во время внедрения офиолитовых тел, то следовало бы ожидать, что и в геологической обстановке мы увидим то же отклонение. Между тем легко видеть, что альпийские геосинклинальные прогибы Армении были изначально узки, зажаты между ранее образовавшимися массивами — глыбами байкальской и палеозойской складчатости. В этих условиях легко ожидать, что и приток энергии из глубин в геосинклинали окажется ослабленным и ультраосновные породы будут представлены разностями, пережившими сравнительно умеренное отделение базальтовой жидкости. Поэтому нам кажется, что именно офиолиты Армении являются показателем того, что встреча с лерцолит-гарцбургитовыми комплексами в геосинклинали говорит прежде всего об относительно скромно развивающемся процессе, а никак не о его океаноподобном типе.

"Горячие" перидотиты геосинклинальных областей связаны либо с относительно поздними возобновлениями выплавления из мантии, либо с местными ослаблениями процесса. Их изучение еще впереди.

Добавочно отметим, что нам неизвестно ни одного случая, когда предполагаемое дно океана в виде ультрабазит-габбро-диабазового комплекса было представлено океанического типа гипербазита-

ми. Это всегда гарцбургит-дунитовая формация, геосинклиналь. Знаменитый массив Трудос на Кипре, который считается в литературе образцом древней океанической коры, вовлеченной в складчатую структуру, имеет типично геосинклинальный разрез (Mooges, Vinc, 1971). Его нижняя группа, поскольку о ней можно судить по имеющимся немногочисленным анализам, является альпинотипной и никак не океанической.

В результате всего сказанного мы можем сформулировать такое предположение, которое, как кажется, может быть и доказано: в целом мантийное вещество одно и то же, что под геосинклиналями, что под другими областями Земли; различие в составе гипербазитов вызвано разной степенью выплавления из первичного вещества базальтовой жидкости; разная степень выплавления прямо зависит от поступающей из глубин энергии, соответственно отмечается различие между энергоемкостью геосинклиналей и срединных хребтов океана; однотипность гипербазитов океана и внегеосинклинальных частей материков показывает, что оба этих структурных типа находятся примерно на одном энергетическом уровне; выводом из всех этих особенностей является то, что наблюдаемые в бывших эвгеосинклиналях гипербазитовые комплексы не идентичны гипербазитам океанических хребтов; эта особенность коррелируется с столь же отчетливым различием этих структурных типов по базальтам.

В только что приведенной короткой формулировке важным и кажущимся с первого взгляда неправдоподобным заключением является утверждение о малой энергонасыщенности срединных океанических хребтов. В этом отношении любопытными являются данные по термике хр. Рейкьянес в северной Атлантике. Здесь средний тепловой поток по хребту по последним данным (Taiwani et al., 1971) примерно равен среднему потоку в прилегающих частях океана и лишь немногим выше единицы. Таким образом, снабжение глубинным теплом на срединных хребтах может быть равно среднему для океанов, т.е. дополнительных поставок энергии здесь может и не быть. Это, вероятно, исключительный факт, но он очень много говорит об энергоснабжении срединных хребтов.

Нам остается коснуться еще двух, намеченных в начале доклада, вопросов. До сих пор наше внимание было обращено к третьему вопросу о наличии разных гипербазитовых формаций. Параллель-

но наметились ответы и на остальные два вопроса.

Изменения, которые претерпевает вещество мантии при образовании коры достаточно известны — происходит отделение базальтовой жидкости и остаток становится более основным и почти нацело теряет свою силикатическую часть, т.е. должен быть гарцбургитом или дунитом. Таким образом, эти породы в офиолитовых поясах складчатых областей являются отторженцами от мантии, перемещенными в кору, мантии, практически нацело потерявшей свою базальтовую составляющую, т.е. прошедшей особенно сильную переработку.

Трудней ответить на вопрос, знаем ли мы породы, соответствующие первичному составу верхней мантии. Трудность состоит в том, что мы вольны определять изначальный состав мантии, опираясь только на аналогию и на общие соображения.

Сейчас нередко считается, что такой породой мог бы быть лерцолит, содержащий ощутимые количества потенциального базальта. К тому же лерцолитовые включения (гранатовые перидотиты) выносятся кимберлитовыми трубками из глубин (по определению Б.Г.Лутца) в 100–150 км. Но простые подсчеты показывают, что мантия, выделяя кору, должна была быть захвачена выплавлением на глубину никак не меньшую этой. Таким образом, у нас нет и не может быть прямых доказательств о составе нетронутой мантии: ей не с кем послать нам свои куски для исследования. Поэтому было бы верней считать лерцолит лишь в меньшей степени измененным веществом первичной мантии. Это особенно относится к эклогитам, для которых наиболее вероятно предположение об их "вторичности". Верней всего — это отвердевшие остатки ранних глубинных выплавок.

Если соглашаться с только что сказанным, то следует ожидать, что незатронутое плавлением вещество верхней мантии должно содержать больше базальтовой составляющей, чем лерцолиты и, таким образом, приближаться к пиролитам Рингвуда.

Чтобы избежать неясностей, следует оговориться, что упоминая "вещество верхней мантии", а тем более первичное, мы идеализируем конкретную обстановку. На деле, как показывают выносимые включения, мантия гетерогенна и по крайней мере в относительно недалеком геологическом прошлом уже состояла из различных пород. Однако далеко неясно, в какой мере такая гетерогенность является первичной (и в какой мере можно вообще говорить об ис-

ходной, первичной мантии).

В первом приближении некоторые локальные неоднородности, вызванные различием в составе образовавших Землю тел, были верней всего усреднены при образовании планеты. Наблюдаемые нами неоднородности появились позже, в результате разогрева планеты и начавшихся в ней вторичных процессов (отделение ядра, плавление в верхних горизонтах мантии и т.п.). Поэтому более вероятным представляется довольно позднее возникновение неоднородностей, обнаруживаемых сегодня.

Не следует забывать и осложнений другого порядка, которые мы обошли, говоря о связях гипербазитов и мантии. Упрощая картину, мы считали мантию квази-стационарной. Большие перемещения вещества в ней отсутствовали (если не считать вызванных плавлением подъемов магмы и опусканий тяжелого остатка). На деле такого рода "спокойную" мантию можно предполагать только в начальные этапы развития Земли, когда глубинные процессы (отделение ядра и всплывание относительно легкого твердого силикатного остатка) еще не сказывались на формирующих кору явлениях в верхних слоях Земли. Судя по данным геотермиков, первичное плавление силикатов могло начаться в некий момент на малых глубинах (до 400 км).

Эта первичная выплавка и созданная ею первичная кора ближе всего соответствовали той упрощенной модели, которой мы пользовались до сих пор. В дальнейшем картина должна была осложниться. Силикатный остаток от выделения вещества ядра мог всплывать только очень медленно. Достижение его первыми порциями малых глубин сопутствовалось частичным плавлением вещества, выносом новых порций силикатических компонентов и соответствующей сменой в процессе наращивания коры, - в частности, ее гранитизацией. В тех областях, под которые подымались эти сверхглубинные массы, увеличивалось содержание в коре силикатических составляющих, ряда некогерентных ("непослушных") элементов с калием во главе - формировалась материковая кора. Повышенные тепловые потоки вели к усиленному выплавлению из мантии и соответственно образованию особо основного остатка. Подъем го-

ряжато и легкого (относительно, конечно) дифференциата из глубин должен был происходить по одним и тем же каналам, но создающийся в результате выплавления базальтов приповерхностный щит с течением времени затруднял процесс в верхней мантии, верхняя часть канала отгибалась в сторону, создавая наиболее энергонасыщенные зоны у краев таких щитов или между ними. Появились геосинклинали. С этой стадией мы и имеем дело, изучая распределение разных типов гипербазитов. Сложность обстановки определяет и сложную в деталях гетерогенность доступных изучению участков верхней мантии.

Если считать только что намеченную картину достаточно правдоподобной, то становится понятным различие в энергетической истории геосинклиналей и других площадей: первые питаются за счет дополнительного тепла, выносимого столбами (верхней, пластинами) глубинного легкого дифференциата.

Таким образом, рядом с уже вставшей и успешно разрешаемой проблемой вещественной неоднородности мантии встает вторая, во всяком случае, не менее важная задача — описать и найти регулирующие процессы энергетической неоднородности Земли. Эта проблема еще по существу несформулирована даже. Ее значение для соотношений ультрабазитов и мантии, как мы видели, огромно.

Литература

Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. "Геохимия", № 10, 1972.

Наланджян С.А. Петрохимия гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1971.

Irvine T.N. and Findlay T.C. Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex. "The

ancient oceanic lithosphere". Publication of the Earth Physics Branch, vol. 42, N^o 3, Ottawa, 1972.

Luyendyk B.P., Mudie J.D. and Harrison C.G.A. Lineations of magnetic anomalies in the Northeast Pacific observed near the Ocean Floor. "Journ.Geoph.Res.", vol. 73, N^o 18, Sept 15, 1968.

Moores E.M. and Vine F.J. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. "Phil.Trans.Roy.Soc." London, A 268, N^o 1192, 1971.

Falwan Y, Windisch Ch.C. and Langseth M.G. Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical study. "Journ.Geoph.Res.", vol. 76, N^o 2, Jan.10, 1972.

Varne R., Gee R.D. and Quilty P.G.J. Macquairie Island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies. "Science", vol. 166, N^o 3902, Oct. 10, 1969.

Ордена Ленина институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР (ИФЗ).

В.В. ЖДАНОВ

ГИПЕРБАЗИТЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Гипербазитовые массивы в пределах докембрийских щитов распространены весьма широко, практически во всех главных структурно-формационных зонах, хотя общая масса их, по сравнению с другими породами, не велика и составляет от долей до нескольких процентов площади развития докембрийских образований.

Наиболее древние гипербазиты встречаются в раннеархейских структурах, сложенных комплексом гиперстен-плагноклазовых кристаллических сланцев, лейконоритов, гиперстеновых метадиоритов, чарнокитов. Обычно этот комплекс рассматривается как образования древнейшей осадочно-эффузивной толщи, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. По на-

шему мнению (Маданов, 1965) его следует относить к гомогенизированным образованиям базальтового слоя земной коры, выдвинутым в виде крупных блоков в зону гранитного слоя коры. Среди этих пород гипербазиты слагают небольшие шпиревидные обособления, линзовидные или плитообразные массивы мощностью 10–50 м и протяженностью 200–500 м. Встречаются они на Балтийском щите в Русской Лапландии, где слагают ловнозерский комплекс (Полферов, 1967), фундаменте Русской платформы на Волго–Уральском поднятии (Лапинская, Богданова, 1965), в тимптонской серии Алданского щита и среди чарнокитов Побужья на Украине.

Тела описываемых древних гипербазитов обычно слабо дифференцированы. Доминирующими породами их являются меланократовые нориты, состоящие из лабрадор–битовнита и железистого гиперстена, в подчиненном количестве присутствуют гиперстениты и дуниты, тяготеющие к лежащему боку массивов и к участкам линзовидных раздувов. Химический состав этих пород характеризуется повышенной железистостью при среднем содержании хрома около 0,2–0,3% и титана – 0,5–0,6%, отношение Ti/Cr равно 2–2,5. Минеральный и химический состав пород позволяет отнести их к пироксенит–норитовой формации.

Породы раннеархейской пироксенит–норитовой формации всегда метаморфизованы в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма, но в связи с тем, что основной плагиоклаз и гиперстен остаются устойчивыми при таком метаморфизме, существенные изменения минерального состава не происходят, исключая иногда наблюдаемое замещение плагиоклаза гранатом. В зонах диафтореза, где проявлена амфиболитовая фация метаморфизма, наблюдается интенсивная амфиболитизация пород, часто сопровождаемая гранитизацией, выраженной в биотитизации и микроклинизации, а также резким раскислением плагиоклаза.

С породами пироксенит–норитовой формации связано никелевое оруденение, представленное либо силикатным никелем в коре выветривания гипербазитов, либо жилками эпигенетических сульфидных медно–никелевых руд (Кольский полуостров). Сингенетичное вкрапленное оруденение в этих породах не наблюдается.

Массивы рассматриваемой формации обычно залегают согласно с вмещающими породами, иногда наблюдаются небольшие секущие апофизы. Отдельные массивы в поле вмещающих пород располагаются ли-

оо беспорядочно, либо образуют цепочки длиной до десятков километров, чаще всего секущие вмещающие их структуры. Иногда наблюдается кулисообразное расположение ряда гипербазитовых массивов.

Генезис базит-гипербазитовых массивов раннего архея трактуется по-разному. В большинстве случаев их рассматривают как комагматичные интрузии в связи с древнейшими основными вулканогенными комплексами, либо как автоинтрузии среди гиперстеновых диоритов и лейконоритов, в ряде мест можно предполагать формирование таких тел в связи с сегрегационным стяжением меланократовых минералов в процессе регионального метаморфизма.

Позднеархейские-раннепротерозойские комплексы гипербазитов имеют широкое распространение. Они встречены на Украинском кристаллическом массиве среди пород конско-верховцевской серии Среднего Приднепровья (Ильвицкий, 1970), в тетерево-бугской свите Приазовья (Усенко и др., 1970). На Воронежском кристаллическом массиве они слагают железнгорский комплекс, приуроченный к михайловской серии (Чернышев, Бочаров, 1972) и на Балийском щите - копосовский и аллареченский комплексы среди пород тундровой серии (Богачев и др., 1966; Кочнев-Первухов, 1970).

Гипербазитовые массивы представлены слабо дифференцированными линзовидными телами мощностью от десятков до сотен метров при протяженности от сотен метров до нескольких километров. Сложены они преимущественно гарцбургитом с подчиненным развитием дунита и пироксенита, характеризующихся низкой железистостью породообразующих минералов: оливин представлен хризолитом, а пироксен - энстатитом и редко - бронзитом. Химический состав гипербазитов отличается высокой магнезиальностью, повышенной концентрацией хрома (до 0,6-0,7%) и крайне низким содержанием кремнезема, глинозема, серы и титана. Отношение Ti/Cr составляет 0,1-0,3. Минеральный и химический состав гипербазитов позволяет отнести их к образованиям дунит-гарцбургитовой формации.

Массивы позднеархейской-раннепротерозойской дунит-гарцбургитовой формации претерпели сильные вторичные изменения и поэтому часто первоначальный состав пород устанавливается с большим трудом. Выделяются три последовательные стадии метаморфотметасоматического преобразования гипербазитов: автотметасоматоз, ре-

гиональный метаморфизм и гранитизация.

Процесс аутометасоматоза выражается в серпентинизации гипербазитов. При этом по исходной породе развиваются антигорит-хризотилловые серпентиниты с хлоритом и пылевидным магнетитом. Серпентинизация рассматривается нами (Жданов, 1963) как метасоматическое преобразование гипербазита в период его перемещения в верхнюю часть земной коры, проходящее под действием летучих, поступающих из зоны зарождения гипербазитовой интрузии. На отсутствие в дометаморфический период массообмена гипербазита с вмещающей породой в зоне его становления, указывает стабильно низкое содержание легкорастворимых соединений урана и других рассеянных элементов в серпентините, не зависимо от их концентрации во вмещающих породах (Жданов, Горбунов, 1968). Завершаются аутометасоматические изменения образованием хлорит-талк-карбонатных пород, замещающих серпентиниты. Серпентинизация гипербазитов проявляется по всему объему массива, а талк-карбонатные породы локализируются преимущественно по трещинкам, образуя сеть ветвящихся жилок.

Гранитизация захватывает гипербазитовые массивы, расположенные в зонах ультраметаморфизма. Гипербазиты, по сравнению с другими породами, даже родственными им базитами, слабо изменяются в процессе гранитизации. Это связано, прежде всего, с крайне полярными составами гранита и гипербазита, поэтому для гранитизации этих пород необходимо затратить максимум энергии. Затем при гранитизации в эндоконтактной зоне гипербазитового массива возникает биотитовый или флогопитовый слюдит, слагающий зону мощностью около 2-3 м. Эта рыхлая в структурном отношении зона с пониженной внутренней энергией и теплопроводностью слагающих ее пород (Жданов, 1968) создает специфическую изолирующую оболочку, пресекающую возможность дальнейшего преобразования центральной части гипербазитового массива. В 20-30 м от контакта процесс гранитизации полностью затухает. В буферной зоне слюдита накапливаются как элементы, вносимые в гипербазит (прежде всего калий, бериллий, бор, свинец), так и элементы выносимые из него, например, магний, железо, никель. В экзоконтактной зоне массива наблюдается локальная базификация вмещающих пород с обогащением их железом, магнием и кальцием. Вместо гранитов здесь

образуются гранодиориты или диориты. Мощность этой зоны не превышает первых метров.

Крупные гипербазитовые массивы в зоне гранитизации могут в значительной части сохраняться без изменения. При мощности их менее 50–60 м гипербазит целиком охвачен метасоматическими изменениями, но в центральной части тела сохраняются реликты исходной породы, по которой можно восстановить первоначальный состав ее. Тела мощностью менее 5 м в поперечнике изменяются полностью. Этот расчет, в достаточной мере приблизительный, касается только нераздробленных массивов. В случае их дробления каждый блок перерабатывается самостоятельно и может быть целиком изменен. Поэтому для полной гранитизации крупных гипербазитовых массивов необходима интенсивная тектоническая подготовка.

Позднеархейские или раннепротерозойские гипербазитовые массивы слагают линейные пояса протяженностью до нескольких сотен километров. Иногда наблюдаются парные взаимно параллельные пояса, известные на северо-востоке Украины или на Воронежском кристаллическом массиве, где выделены Белгородско-Михайловский и Орловско-Тимский пояса. Ориентированы они вдоль осей региональных синклинальных структур. Такое положение гипербазитовых поясов позволяет предполагать их связь с региональными глубинными разломами раннегеосинклинального этапа развития структуры.

Вмещающими породами гипербазитовых массивов являются амфиболовые, амфибол-биотитовые и слюдяные гнейсы и сланцы, в той или иной мере гранитизированные. Устанавливается приуроченность гипербазитовых массивов к периферии региональных купольных структур древних гранитоидов, которые можно рассматривать как активизированный фундамент раннепротерозойской геосинклинали. Встречаются также эти массивы в зонах раннепротерозойской активизации архейских структур, например, породы явского комплекса Кольского полуострова.

Как правило, с гипербазитами раннепротерозойской (или позднеархейской) дунит-гарцбургитовой формации промышленные концентрации эндогенной минерализации не встречаются. В качестве акцессорных минералов присутствуют хромшпинелиды и магнетит. В породах постоянно устанавливается повышенная концентрация никеля, связанного в силикатах и реже в магнетите, что позволяет пред-

полагать возможность достаточно высокой концентрации этого элемента в коре выветривания гипербазитовых массивов.

В качестве обнадеживающего исключения выступают гипербазиты алларечинского комплекса на Кольском полуострове. Они представлены гарцбургитами с повышенной железистостью пироксена и оливина. По химическому составу породы комплекса отличаются повышенной общей железистостью и более высоким содержанием кремнезема и титана, что приближает их к породам габбро-периодитовой формации. Гарцбургиты всегда сильно серпентинизированы, в них развивается идингсит и хлорит, а затем все эти вторичные минералы замещаются актинолитом. В процессе амфиболитизации происходит извлечение никеля из силикатов (содержание силикатного никеля падает в 5-6 раз) и соединение его с серой. При этом образуются крупные концентрации метаморфогенного эпигенетического сульфидного никеля (Кочнев-Первухов, 1970). В гарцбургитах обычно присутствует сингенетичная сульфидная вкрапленность, но концентрация ее не велика.

В генетическом отношении раннепротерозойские (позднеархейские) гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации относятся к комагматичным образованиям диабазовой или диабаз-спилитовой формации раннего этапа геосинклинального цикла. Они участвуют во всей длительной истории становления раннепротерозойской складчатой структуры. В них отчетливо проявился до- и сининверсионный региональный метаморфизм и син- и постинверсионная гранитизация.

Особое структурное положение занимают раннепротерозойские гипербазитовые массивы падосского комплекса Кольского полуострова, так называемые массивы "серпентинитового пояса". Аналоги этих образований на других шитах не установлены. Характерной особенностью "серпентинитового пояса" является то, что его простираение (СВ 75-80°) не совпадает с генеральным простираением вмещающих его раннепротерозойских структур (СЗ 280-290°), хотя в непосредственном контакте отдельных массивов видно согласное обтекание их вмещающими амфибол- и гранат-биотитовыми гнейсами. В контактовых зонах тел часто наблюдаются зоны расслаивания и дробления, указывающие на тектонический характер взаимоотношений гипербазитов и вмещающих пород.

Гипербазитовые тела протяженностью от 0,5 до 6 км и мощностью 0,3—2 км имеют линзовидную или плитообразную форму. Доминирующими породами их являются энстатитовый пироксенит и гарцбургит, реже дунит, отличающиеся очень низкой железистостью породообразующих минералов. С этими гипербазитами связана бедная хромитовая минерализация. Содержание силикатного никеля крайне низкое, сульфиды встречаются только как акцессорные минералы. В петрохимическом отношении, гипербазиты характеризуются крайне малым содержанием кремнезема, глинозема, железа и кальция, при преобладании магния. Отношение Ti / Cr меньше 0,10. Минеральные ассоциации и химический состав пород позволяет отнести гипербазиты "серпентинитового пояса" к образованиям дунит-гарцбургитовой формации.

По простиранию "серпентинитового пояса" устанавливается резкое различие в степени вторичных изменений отдельных гипербазитовых массивов, хотя степень метаморфизма и гранитизации вмещающих гнейсов изменяется не значительно. Например, массив Падос сложен почти свежими пироксенитами и дунитами, соседние же массивы Чапес и Ханлаута, расположенные всего в 6 км к западу, сложены серпентинитами, а массив Кыб, расположенный еще в 10 км к западу, кроме серпентинизации, подвергается интенсивной амфиболизации.

Возраст падосского комплекса определяется его принадлежностью к раннепротерозойским структурам. Обтекание массивов гнейсами, а также слабое локальное проявление в них гранитизации указывают на формирование гипербазитов в геосинклинальной структуре, еще незакончившей своего развития. Кстати, различная степень серпентинизации рядом лежащих массивов еще раз указывает на независимость этого процесса от вмещающих пород и связь его с эндогенными явлениями (Жданов, 1963). В то же время локализация гипербазитовых массивов в разломе, секущем раннепротерозойскую структуру, позволяет отнести их к типу позднегеосинклинальных интрузий, внедряющихся в результате активизации глубинных разломов на заключительной стадии геосинклинального процесса (Шейнманн, 1961).

Среднепротерозойские гипербазиты, приуроченные к одновозрастным осадочно-вулканогенным сериям, широко распространены на Балтийском щите, где они встречены среди печенгской и имандра-

-варзугской серий Кольского п-ва и серии ветряного пояса Карелии (Жданов, 1964). На Воронежском кристаллическом массиве они развиты среди пород воронцовской серии. В пределах Украины и Алдана подобные образования не обнаружены.

Гипербазитовые массивы этой возрастной группы представлены линзовидными или удлинненными пластообразными телами протяженностью от 100 м до 5-7 км при мощности от 10-50 м до 400-500 м, залегающими обычно согласно с вмещающими породами. Крупные массивы отчетливо дифференцированы. При этом более основные разновидности пород (перидотиты, дуниты) тяготеют к лежащему боку массивов. Промежуточное положение занимают пироксениты, а в висячем боку развиты троктолиты, габбро, изредка, эссекситовые габбро. Мелкие массивы часто остаются недифференцированными и сложены либо ультраосновными породами, либо габброидами. В среднепротерозойских гипербазитах Балтийского щита преобладающим развитием пользуются клинопироксениты. Здесь наблюдается ряд пород от вердита до габбро. На Воронежском массиве преобладают породы с ромбическим пироксеном, образуя ряд от гарцбургита до габбро-норита. В петрохимическом отношении рассматриваемые гипербазиты характеризуются повышенной общей железистостью, высоким содержанием кальция, титана и щелочей, низким содержанием магния и хрома. Отношение Ti / Cr - от 7 до 14. Породные ассоциации и химический состав их позволяет относить среднепротерозойские базит-гипербазитовые массивы к образованиям габбро-перидотитовой формации.

Гипербазиты этой формации обычно сильно серпентинизированы. Мелковолокнистый антигорит-хризотилковый агрегат часто полностью замещает оливин и пироксен. Одновременно с серпентинизацией проявлена хлоритизация пород. В отдельных разновидностях хлорит составляет до 30-40% породы, развиваясь преимущественно по плагиоклазу. Эти процессы проявлены настолько интенсивно, что отдельные массивы нацело сложены хлорит-серпентиновым агрегатом без сохранения первичных структур горных пород. Более локально, преимущественно по системе трещин, проявлено оталькование и карбонатизация ранее серпентинизированных пород.

Среднепротерозойские гипербазиты обычно слабо метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Повышение степени мета-

морфизма наблюдается только в локальных зонах высоких динамических напряжений. Например, на флангах Печенгской структуры в зоне ее перегиба и интенсивной дислокации по серпентинизированным гипербазитам развиваются минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

С гипербазитами среднего протерозоя связаны крупные месторождения меди и особенно никеля. Для ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации характерно высокое содержание никеля, концентрирующегося в силикатах, что устанавливается в безрудных массивах, где видна четкая корреляционная зависимость никеля от магния. В рудоносных массивах никель коррелируется с серой, что указывает на преобладание сульфидной формы его связи. Выделяется два типа сульфидной медно-никелевой минерализации:

а) Сингенетическая минерализация, представленная равномерной сульфидной вкрапленностью в гипербазите. Иногда в донной части тела наблюдается обогащение сульфидами с возникновением участков сидеронитовой структуры пород. Этот тип оруденения в балансе руд играет второстепенную роль. б) Эпигенетическая минерализация, представленная богатыми жильными и брекчиевыми рудами. При формировании этого типа оруденения в процесс концентрации включается как сингенетичная рудная вкрапленность сульфидного никеля, так и никель, освобождающийся из силикатов при их серпентинизации и амфиболитизации. Этот тип оруденения представляет значительно больший интерес. Эпигенетические сульфидные медно-никелевые руды иногда образуют крупные концентрации во вмещающих гипербазиты породах.

К габброидам массивов габбро-перидотитовой формации приурочена вкрапленность титаномагнетита, как правило, не дающая промышленных концентраций.

Среднепротерозойские базит-гипербазитовые массивы приурочены к специфическим субплатформенным структурам земной коры, особенно ярко выраженным на Балтийском щите. Установлено два типа таких структур: 1) крупные наложенные мульды до сотен километров в поперечнике - типичным представителем является Печенгская мульда; 2) грабен-синклиналильные структуры протяженностью до нескольких сотен километров при ширине до десятков километров - типичными представителями являются структуры Имандра-варзуга и Вертяный пояс. Гипербазиты располагаются в линейных или дугообразных зонах глубинных разломов.

Внедрение их приурочено к заключительной стадии формирования наложенных мульд и грабен-синклиналей. Внедрение гипербазитов совпадает с завершающим этапом формирования основного вулканогенного комплекса, слагающего эти структуры, что определяет антидромный характер развития их магматизма.

Наблюдаются также среднепротерозойские базит-гипербазитовые массивы, интродированные в раннепротерозойские или архейские структуры по сериям линейных тектонических нарушений, рассекающих эти древние складчатые сооружения. К подобному типу интрузий относятся массивы комплекса нясюкан на Кольском п-ве и часть массивов мамоновского комплекса Воронежского кристаллического массива.

Формирование дифференцированных массивов габбро-перидотитовой формации рассматривается как результат последовательного внедрения двух магматических фаз. Состав родоначальной магмы определяется близким к составу меланократового оливинового габбро. В процессе ликвации расплава в подкоровом очаге произошло его расщепление на ультраосновной, обогащенный никелем, и основной, обогащенный титаном и железом, расплавы. Последовательное внедрение гипербазитового, а затем габброидного расплава привело к формированию стратифицированных интрузий (Горбунов, 1968). Недифференцированные массивы являются производными той или иной магмы. Рассмотренная магматическая схема требует дальнейшего уточнения. Так остаются неясными причины более раннего внедрения тяжелой, тугоплавкой гипербазитовой магмы, к тому же, не смотря на высокую температуру, практически не дающую контактовых изменений вмещающих пород. Ряд факторов, таких как отсутствие контактового воздействия,

серпентинизация, проходящая вне места становления интрузий, частое несовпадение прототектонических структур гипербазитов со слоистостью вмещающих пород и т.д., позволяют склоняться к представлениям о диалитроном внедрении базит-гипербазитовых массивов.

Позднепротерозойские гипербазиты не образуют самостоятельных массивов. Они встречаются как комплементарные члены дифференцированных, расслоенных интрузий. К наиболее меланократовым представителям этой группы интрузий относятся базит-гиперба-

зитовые массивы Мончегорского района Кольского полуострова. Они представляют собой изометричные или удлиненные в плане тела площадью до 25–30 км². Доминирующими их породами являются нориты и пироксениты (вебстериты), в подчиненном количестве развиты габбро–нориты, гарцбургиты и верлиты. Петрохимическая характеристика пород указывает на повышенное содержание в них магния, кальция и глинозема. Отношение Ti / Cr около 1 при невысоком содержании обоих элементов. Породная ассоциация и химический состав позволяет отнести позднепротерозойские базит–гипербазитовые комплексы к пироксенит–норитовой формации.

Вторичные изменения пород рассматриваемых массивов обычно незначительные. Наблюдается слабая, локально проявленная серпентинизация. В эндоконтактной зоне интрузий наблюдается оталькование и амфиболизация, захватывающие не более 2–3 м.

С мончегорскими норит–пироксенитовыми интрузиями ассоциируется богатая сульфидная медно–никелевая минерализация. По мнению большинства исследователей этого комплекса, преобладающим развитием в нем пользуется сингенетичная гистеромагматическая минерализация. Эпигенетические руды имеют подчиненное значение в общем балансе рудного вещества.

К более лейкократовым представителям позднепротерозойских расслоенных интрузий относятся крупные удлиненные в плане, плитообразные массивы типа Лукиндинского и Лучинского на Алдане и массивы Панских и Федоровых тундр на Кольском полуострове. Площадь их колеблется от 40–50 до 200 км². Преобладающим развитием в них пользуются габбро, габбро–нориты, троктолиты. В подчиненном количестве встречаются дуниты, перидотиты и анортозиты.

С расслоенными массивами подобного типа устанавливается связь сульфидной медно–никелевой минерализации, но крупные промышленные концентрации этих элементов не известны.

Позднепротерозойские базит–гипербазитовые массивы формируются в условиях платформенного режима древних складчатых сооружений. Они приурочены к региональным шовным зонам, длительно развивающимся по границе разновозрастных структур архея – раннего протерозоя или раннего протерозоя – среднего протерозоя, которые контролируются глубинными тектоническими нарушениями, кор-

нями уходящими в верхнюю мантию.

Подводя итог всему сказанному, можно сделать следующие выводы. Гипербазиты формировались на протяжении всей длительной истории становления докембрийских щитов. Первые, но незначительные по объему проявления их, принадлежащие к пироксенит-норитовой формации, устанавливаются в древнейших комплексах земной коры, относимых нами к образованиям ее базальтового слоя.

Максимальное развитие гипербазитов было приурочено к начальному этапу развития раннепротерозойских (позднеархейских) геосинклиналей, периоду заложения их на фундаменте океанического типа. Гипербазиты этого, самого раннего, периода формирования гранитного слоя земной коры претерпели максимальные изменения в результате процессов метаморфизма и гранитизации. Локальное проявление гипербазитов связано с активизацией зон глубоких разломов в заключительную фазу развития раннепротерозойской складчатой структуры. Все гипербазиты первого геосинклинального цикла развития земной коры принадлежат к образованиям дунит-гарцбургитовой формации.

В период развития среднепротерозойских субплатформенных наложенных структур с характерной для них перестройкой земной коры, ведущей к локальному уничтожению гранитного слоя, вновь проявляется интенсивный ультраосновной магматизм. Региональный метаморфизм гипербазитов этого периода проявлен слабо, гранитизация практически отсутствует. Среднепротерозойские гипербазиты принадлежат к образованиям габбро-перидотитовой формации.

В позднепротерозойский период становления древних складчатых сооружений, по зонам долгоживущих тектонических нарушений внедрялись крупные базит-гипербазитовые интрузии, породы которых слабо или совсем не метаморфизованы и не гранитизированы. Принадлежат они к образованиям пироксенит-норитовой или дунит-габбро-лабрадоритовой формациям.

В процессе развития докембрийского ультраосновного магматизма устанавливается отчетливая тенденция приуроченности гипербазитов к структурам фемического типа развития—к зонам, где отсутствует или имеет минимальную мощность гранитный слой земной коры.

От архея к позднему протерозою отчетливо устанавливается

тенденция к увеличению степени дифференцированности гипербазитовых массивов с возрастанием лейкократовой составляющей базит-гипербазитовых ассоциаций. Дунит-гарцбургитовая формация сменяется габбро-перидотитовой, пироксенит-норитовой и дунит-габбро-лабрадоритовой формациями. В петрохимическом плане формационная принадлежность гипербазитов четко определяется отношением Fe/Mg и Ti/Sc . Содержание таких элементов как уран, ванадий, редкие земли и другие, зависит от характера метаморфо-метасоматических изменений, захвативших гипербазитовый массив непосредственно на месте его становления.

Металлогеническая специализация докембрийских гипербазитов характеризуется присутствием хромитовой минерализации в породах дунит-гарцбургитовой формации и титано-магнетитовой минерализации - в габброидных дифференциатах габбро-перидотитовой формации. Оба типа минерализации промышленных концентраций, как правило, не создают. Главным полезным ископаемым, связанным с докембрийскими гипербазитами, является сульфидная медно-никелевая минерализация. Высокие концентрации медно-никелевых сульфидов устанавливаются в гипербазитах любого возраста, начиная от раннего архея и кончая поздним протерозоем. Такие концентрации всегда приурочены к меланократовым дифференциатам базит-гипербазитового ряда или к породам промежуточного типа, несущим некоторые петрохимические черты габброидов (повышенная железистость, титанистость пород и др.). Характер изменения минерализации во времени показывает, что в древнейших гипербазитах преобладающим развитием пользуется метаморфо-метасоматическое (эпигенетическое) оруденение. В более молодых комплексах главную роль играет магматогенное (сингенетическое) оруденение.

Таким образом, в истории развития докембрийских щитов не установлено определенной металлогенетической эпохи накопления меди и никеля. Формирование крупных концентраций сульфидного никеля диктуется определенным составом вмещающих руду пород и характером породных ассоциаций. Следовательно, первоосновой прогнозирования и поисков сульфидного медно-никелевого оруденения является формационный анализ, основанный на детальном минералого-петрологическом изучении древних базит-гипербазитовых ассоциаций, не зависимо от их возраста.

Литература

Богачев А.И., Горелов В.А., Есилев Я.Х. О генезисе никелевых руд северо-запада Кольского полуострова. В кн. "Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии". Петрозаводск, 1966.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Леченги. М., "Недра", 1968.

Жданов В.В. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. "Советская геология", № 8, 1963.

Жданов В.В. История тектоно-магматического развития печенгуской осадочно-эффузивной серии. В кн. "Вопросы сравнительной тектоники древних платформ". М., "Наука", 1964.

Жданов В.В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. "Советская геология", № 5, 1965.

Жданов В.В. О процессе гранитизации гипербазитов. "Известия АН СССР, сер.геол.", № 5, 1968.

Жданов В.В., Горбунова Л.М. О содержании урана в гипербазитах запада Кольского полуострова. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 142, 1968.

Ильвицкий М.М. Дунит-гарцбургитовая формация Среднего Приднепровья. "Геология и рудоносность юга Украины", вып. 3, Днепропетровск, 1970.

Кочнев-Первухов В.И. Ультраосновные породы Алларечинского никеленосного района и их оруденение. Автореферат кандидатской диссертации. Л., 1970.

Лалинская Т.А., Богданова С.В. Проявления магнетитового оруденения в докембрийских породах фундамента восточной части Русской платформы. В кн. "Рудоносность Русской платформы". "Недра", М., 1965.

Полферов Д.В. О метаморфизме эпигенетических медно-никелевых руд. "Геология рудных месторождений", т. 9, № 3, 1967.

Усенко И.С., Кравченко Г.Л., Хмарук Т.Г. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения. "Геологический журнал", т. 30, вып. 3, 1970.

Чернышев Н.М., Бочаров В.Л. Химический состав ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического мас-

сива. Изд. Воронежского университета. Воронеж, 1972.

Шейнман Ю.М. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магмы и изменения гипербазитов. "Советская геология", № 8, 1961.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
(ВСЕГЕИ)

А.Я. ЛУНЦ

ОБРАЗОВАНИЕ БАЗИТОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ПРИ БАЗИФИКАЦИИ ЛАБРАДОРИТОВ

Представления большинства исследователей о магматическом генезисе базитов и гипербазитов, слагающих стратифицированные комплексы и формацию лабрадоритов древних платформ, считались до последнего времени незыблемыми (Кузнецов, 1964). Многообразие петрографических разновидностей пород объяснялось кристаллизационной и гравитационной дифференциацией основной магмы. Широко распространено также мнение, что указанные ассоциации пород являются дифференциатами перидотитовой и габбровой магм.

Между тем, в работах Успенского (1952), Москалевой (1965, 1972), Заридзе (1966), Морковкиной (1962) и Ефимова (1968) показано широкое развитие метасоматических процессов при формировании гипербазитов и базитов складчатых областей. Породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации являются, по их мнению, продуктом диопсидизации, габброизации и фельдшпатизации пород дунит-гартцбургитовой формации. В стратифицированных комплексах (типа Бушвельда), где базиты переслаиваются с гипербазитами и анортозитами, последние являются, по Москалевой (1968, 1972), метасоматическими породами, образовавшимися в результате проявления процессов фельдшпатизации, а гипербазиты являются реликтами дунит-гартцбургитовой формации подкорового слоя, или вторичными дунитами.

При детальном изучении строения и основных процессов форми-

рования базитов и гипербазитов, главным образом, на примере Курземского массива Западной Латвии, а также на основании изучения базит-лабрадоритовых пород коростенского комплекса Украины, Северо-Восточной Польши, базитов и гипербазитов Южной Карелии (Олонецкий массив) и Кольского полуострова (Цагинский и Мончегорский массивы) и ознакомления с материалами по стратифицированным интрузиям за рубежом (Бушвелда, Стиллутера и др.), была выявлена существенная роль в их образовании метасоматических процессов. При этом, была установлена иная направленность развития метасоматических процессов, нежели та, которая была выявлена вышеуказанной группой исследователей при габброизации гипербазитов.

Процессы образования базитов и гипербазитов идентичны, по нашим данным, во всех вышеупомянутых районах, но наиболее детально они изучены нами в Курземском массиве. Поэтому рассмотрим эти процессы, в основном, на примере базитов и гипербазитов Западной Латвии.

Курземский массив Западной Латвии представляет собой часть крупного блока земной коры, ограниченного зонами глубинных разломов и разбитого разломами широтного простирания на три блока второго порядка, амплитуда поднятия которых резко увеличивается от северной части Западной Латвии к южной. В результате неравномерного поднятия и эрозии указанных блоков на поверхность фундамента выведены различные зоны и подзоны Курземского массива. Верхняя зона массива сложена породами формации аполабрадоровых граносиенитов-гранитов рапакиви, развитых в северной части массива. Нижняя базитовая зона вскрывается на поверхности фундамента в центральной и южной частях массива и только в центральной его части базиты предположительно покрываются маломощными останцами гранитоидов верхней зоны.

Вертикальный разрез базитов по керну глубоких скважин представлен сверху вниз тремя подзонами следующего состава: верхней лабрадоритовой, характеризующейся преобладанием лабрадоритов, переслаивающихся с маломощными прослоями (I-10 см, реже 30-50 см) габбро-норитов и лейкократового габбро; средней-лабрадорит-габбро-троктолитовой, где широко развиты габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, особенно троктолиты, ре-

же маломощные прослои (от 10-20 см до 40-60 см) полевошпатовых и мономинеральных оливинитов, переслаивающихся с оливинсодержащими пироксеновыми лабрадоритами; нижней-лабрадорит-оливинит-троктолитовой, сложенной троктолитами, полевошпатовыми и мономинеральными оливинитами, реже оливиновыми габбро-норитами, которые преваляют над оливиновыми лабрадоритами и переслаиваются с ними, переходя в тонкорасслоенные породы.

Все вышеперечисленные породы объединяются в полигенный габбро-оливинит-троктолит-лабрадоритовый комплекс.

Таким образом, с глубиной содержание и мощность меланократовых пород увеличивается. Это подтверждается и гравиметрическими данными, указывающими, что на глубине 10 км и более под базитовой зоной массива залегают еще более "тяжелые" (меланократовые) породы.

Лабрадориты, широко распространенные в Курзёмском массиве, в основном, средне- и крупнозернистые породы, нередко порфировидные, среди которых наблюдаются частые реликтовые участки мелко- и тонкозернистых лабрадоритов в виде гнезд, обособлений и прерывистых полос, имеющих под микроскопом мелкозернистую диабазовую и аллотриоморфнозернистую структуры. Исследования показали, что мелко- и тонкозернистые лабрадориты корродируются крупнозернистыми разностями. Нередко в крупных кристаллах плагиоклаза отмечаются реликтовые участки мелкозернистых лабрадоритов или скопления отдельных мелких зерен плагиоклаза, которые интенсивно корродируются и в них глубоко вдаются крупные кристаллы плагиоклаза. Это свидетельствует о процессах собирательной перекристаллизации лабрадоритов и о переходе тонко- и мелкозернистых разностей в средне-, крупно- и гигантозернистые лабрадориты. Таким образом, первичными являются мелкозернистые лабрадориты (Лунц, 1972).

Процесс перекристаллизации лабрадоритов приводит к образованию неравномернозернистых, такситовых и резко анизотропных по сложению лейкократовых пород. Идентичные явления перекристаллизации наблюдаются в породах коростенского комплекса Украины, в стратифицированных массивах Кольского полуострова, и, вероятно, в массивах Стиллутера и Бушвельда. Следовательно, процесс перекристаллизации лабрадоритов носит региональный характер и является ранним этапом преобразования мелкозернистых лабрадоритов.

Радиогенный возраст лабрадоритов (калий-аргоновый метод) в 2000–2100 млн. лет соответствует времени проявления процесса перекристаллизации мелкозернистых лабрадоритов в крупнозернистые разности, а не истинному возрасту первичных мелкозернистых лабрадоритов, которые мы относим предположительно к архею или катархею.

Исследования показали, что с концом нижнего протерозоя (2000–1900 млн. лет – в Западной Латвии, 1800 млн. лет – в Бушвельде) следует связать также гранитизацию уже перекристаллизованных лабрадоритов в верхней гранитоидной зоне Курземского массива и формирование гранитов рапакиви, несмотря на общепринятый возраст гранитов рапакиви в 1600–1650 млн. лет.

Ранние этапы преобразования первичных мелкозернистых лабрадоритов, выраженные в региональной перекристаллизации и последовавшей гранитизации, связываются нами с первой фазой тектоно-метасоматической активизации земной коры Курземского блока, приуроченной по времени к концу нижнего протерозоя.

В вертикальном разрезе гипербазит-базит-лабрадоритового комплекса Курземского массива наблюдается неравномерное и неясно выраженное переслаивание лабрадоритов и меланократовых пород, но большей частью преобладают все же зоны меланократовых пород большой мощности (10–20 м и более) без какого-либо переслаивания. Мощность меланократовых полос и прослоев в зонах переслаивания колеблется от 0,2–3 см до 10–50 см, реже 1–3 м. Установлено, что неравномерное распространение среди лабрадоритов полос и прослоев меланократовых пород обуславливается приуроченностью их к различной системе субпараллельных трещин, большей частью горизонтальных, реже ориентированных под углом 45–60° к оси керна. Последние тяготеют, большей частью, к направлениям трахитоидных текстур лабрадоритов. Эти направления являются одними из наиболее трещиноватых и тектонически нарушенных зон в породе (Лунц, 1969, 1972). Поскольку установлено было, что образование трахитоидных текстур связано со стадией перекристаллизации породы, то и образование трещин происходило после перекристаллизации в жестких и консолидированных лабрадоритах, или образование трещин связано с обновлением ранних тектонически нарушенных зон в лабрадоритах. Иногда все же наблюдается срезание плагиок-

лазовых кристаллов меланократовыми прослоями и пересечение их последними.

Детальное изучение строения и механизма формирования полос и прослоев меланократовых пород показало, что большей частью они характеризуются развитием и петельчато-прожилковых текстур, что обуславливает скелетное строение прослоев и содержание в них многочисленных реликтов вмещающих лабрадоритов. Фемические минералы в прослоях такого типа разрастаются по интерстициям ранее образованных плагиоклазовых зерен, образуя петли и прожилки, вдаются во внутренние части плагиоклазовых кристаллов и интенсивно замещают их. Нередко фемические минералы располагаются в лабрадоритах цепочечно и струйчато, образуя прерывистые цепочки и прослои. Намного реже выявляются маломощные сплошные прослои меланократовых пород. Однако, и здесь изучение контактовой поверхности меланократовых пород и лабрадоритов показало неравномерный и извилистый характер этого контакта, обусловленного тем, что фемические минералы вдаются в лабрадоритовую породу, замещают ее и образуются метасоматическим путем за счет нее.

Изучение строения и механизма формирования более мощных прослоев меланократовых пород показало в большинстве случаев зональное их строение. Периферические части таких прослоев характеризуются скелетным строением, а центральные, наиболее мощные, части этих прослоев — полнокристаллическим ростом фемических минералов и присутствием только редких реликтов лабрадоритов. Центральные части прослоев сложены оливинитами, внутренние — полевошпатовыми оливинитами, а периферические — серией пород от троктолитов до оливиновых лабрадоритов, что соответствует центральным и тыловым частям формирующейся метасоматической колонки. Изучение контактовой поверхности скелетной части меланократовых прослоев с лабрадоритами выявило, что она извилистая и обусловлена присутствием заливообразных выступов, скелетных ветвей и прожилков меланократовых пород, вдающихся глубоко в лабрадориты, и содержат многочисленные реликты вмещающих их лабрадоритов. Это связано с тем, что отходящие от меланократовых полос и прослоев скелетные ветви и прожилки, состоящие из агрегата фемических минералов (оливина и пироксена), отгибают, окай-

мляют в виде петель и замыкают внутри себя, как отдельные зерна плагиоклаза, так и их скопления. Последние, очевидно, труднее поддаются замещению фемическими минералами и сохраняются в виде реликтов. Такие периферические скелетные зоны меланократовых пород характеризуются различным, по степени интенсивности, замещением плагиоклазовых кристаллов фемическими минералами. Изучение таких зон показывает все последовательные стадии и всю динамику процесса образования меланократовых пород за счет лабрадоритов, начиная от оливиновых лабрадоритов и троктолитов в начале процесса до преобразования их при интенсивном замещении в полевошпатовые и мономинеральные оливиниты. Последние содержат лишь редкие реликты первичной лабрадоритовой породы (от 1-2% до 10-15%).

Приведенные данные свидетельствуют, что центральные части мощных прослоев и зон оливинитов, содержащих лишь редкие реликты лабрадоритов, естественно, также образовались при метасоматическом замещении лабрадоритов.

Таким образом, образование расслоенности базитов и гипер-базитов не может быть объяснено явлениями кристаллизации в условиях гравитационной и фракционной дифференциации основной магмы, как это ранее доказывалось большинством исследователей и, следовательно, расслоенность является не первичной, а вторичной, метасоматической.

Вышеизложенные данные по механизму формирования меланократовых прослоев, а также изучение взаимоотношений меланократовых и лейкократовых минералов показало, что полосы и прослои меланократовых пород, сложенных, главным образом, оливином, в меньшей степени пироксенами (гиперстеном, авгитом и диопсидом) являются более поздними по отношению к лабрадоритам и формировались в результате метасоматического преобразования лабрадоритов, на что указывает интенсивное замещение плагиоклазовых кристаллов оливином и пироксеном, вплоть до образования метасоматических полевошпатовых и мономинеральных оливинитов (Лунц, 1969, 1972).

Однако, полевошпатовые оливиниты (15-20% плагиоклаза) и оливиниты с редкими реликтами лабрадоритов рассматриваются большинством исследователей стратифицированных базитовых интрузий Кольского п-ва, Стиллутотера, Бушвельда и других районов (Козлов,

1970; Козлов и др., 1967; Уейджер и Браун, 1970) как доказательство более поздней кристаллизации плагиоклаза из магмы по отношению к фемическим минералам оливинита и заполнения интерстиционных промежутков между последними плагиоклазом. Другие исследователи рассматривают указанные породы как начальную стадию процесса полевошпатизации гиперобазитов. В этих породах хорошо видно, что полевошпатовая ее часть является реликтовой и в нее вдаются фемические минералы, корродируют и замещают ее. Все эти факты, по аналогии с материалами по Курземскому массиву, без сомнения свидетельствуют, что указанные типы пород представляют собой одну из конечных стадий процесса метасоматического преобразования лабрадоритов в оливиниты.

В зонах меланократовых пород, где отсутствует расслоенность и наблюдается массивная текстура, фемические минералы (оливин, пироксен) располагаются большей частью в виде цепочек и дорожек и разрастаются, главным образом, по интерстициям ранее образованных плагиоклазовых кристаллов, спайности и двойниковым швам этих кристаллов, вдоль залеченных трещин и ослабленных направлений, и менее — вглубь плагиоклазовых кристаллов. Это обуславливает широкое развитие пластинчатых ("угнетенных") и жилообразных метакристаллов и метасоматических прожилков с хорошо выраженной внешней огранкой, от которых отходят и проникают вглубь плагиоклазовых кристаллов бухтообразные выступы и небольшие жилочки, вдающиеся и замещающие плагиоклаз.

В меланократовых породах с массивной текстурой наблюдается пятнистое и петлеобразное расположение цепочек фемических минералов, разрастающихся вдоль различной системы трещиноватости и окаймляющих целую группу или скопления плагиоклазовых кристаллов. Это приводит к образованию метасоматической петельчатой, пятнистой и пойкилитовой текстуры, где петли меланократовых пород состоят из подковообразных и футлярообразных метакристаллов фемических минералов с идиоморфной внешней и внутренней огранкой, срастающихся вместе, внутренняя часть которых сложена полевошпатовым агрегатом.

Однако, большей частью, фемические минералы в меланократовых породах с пятнистой и пойкилитовой текстурой представлены скелетными кристаллами разнообразной формы, называемыми многими

исследователями "пойкилитовыми". Последние развиваются, главным образом, в лабрадоритах с офитовой структурой и содержат многочисленные хорошо ограненные пластинчатые кристаллы плагиоклаза. Изучение взаимных контактов скелетных ("пойкилитовых") кристаллов оливина и пироксена с заключенными в них пластинчатыми кристаллами плагиоклаза показывает, что последние корродируются и замещаются скелетными ветвями фемических минералов, которые разрастаются по интерстициям плагиоклазовых кристаллов, окаймляют и замыкают, как отдельные их кристаллы, так и скопления. Вследствие этого в скелетных кристаллах фемических минералов заключены многочисленные реликты плагиоклаза, оконтуренные ступенчатыми формами нарастания граней оливина и пироксена. Следовательно, скелетные ("пойкилитовые") кристаллы фемических минералов образуются метасоматическим путем в результате замещения плагиоклазовых кристаллов.

Меланократовые породы с вышеописанной петельчатой и пойкилитовой текстурой характерны для большинства базитовых массивов Украины (коростенский комплекс), Кольского полуострова и особенно Бувельда (Уейджер и Браун, 1970), где соотношения фемических минералов с плагиоклазом аналогичны выявленному в породах Курземского массива и также свидетельствуют о метасоматической природе фемических минералов. Между тем, большинство исследователей связывают образование таких форм роста минералов с магматическими процессами, в результате которых фемические минералы, выделившиеся из магмы позднее плагиоклаза, цементируют последние. Другая группа исследователей (Москалева и другие), наоборот, считают, что такие формы роста фемических минералов являются результатом полевошпатизации первичных оливинитов или пироксенитов, а плагиоклаз является метасоматическим минералом.

Вышеприведенный фактический материал не позволяет согласиться с таким выводом, и, наоборот, свидетельствует о первичном характере плагиоклаза и метасоматическом способе образования скелетных ("пойкилитовых") кристаллов оливина и пироксена.

Исследование фемических минералов в базитах, в которых выявлены мелкозернистые и средне- крупнозернистые структуры при их совместном нахождении в породе, показало переход одних и тех же метакристаллов оливина и пироксена из мелкозернистой в крупно-

зернистую часть базитов. При этом изменяется лишь их форма. В мелкозернистой части базитов оливин и пироксен разрастаются в виде скелетных метакристаллов. Переходя в крупнозернистую часть базитов, те же самые метакристаллы оливина приобретают характер крупных прожилков, образующихся метасоматическим путем за счет крупных кристаллов плагиоклаза.

Таким образом, выявляется разновозрастность мелких и крупных метакристаллов фемических минералов при их совместном нахождении в породе и более поздний характер их образования как по отношению к мелкозернистой, так и к крупнозернистой части лабрадоритов. Следовательно, образование фемических минералов происходило после процессов перекристаллизации лабрадоритов.

Для меланократовых минералов характерно широкое распространение разнообразных скелетных "пойкилитовых", футляровидных и подковообразных форм метакристаллов, часто переходных форм роста, а также метасоматических жилков, прожилков и сложных зональных оторочек. Многообразие форм роста метакристаллов фемических минералов является одним из важнейших критериев их метасоматической природы и наряду с различием их размеров находится в прямой зависимости от разнозернистости и анизотропии, обусловленной ранее неравномерно проявленной перекристаллизацией лабрадоритов.

Все вышеприведенные материалы однозначно свидетельствуют о метасоматическом способе образования оливина и пироксенов по плагиоклазу в уже консолидированной лабрадоритовой породе и указывают на неравновесный характер плагиоклазов и более поздних фемических минералов. Поэтому ошибочными представляются утверждения исследователей о равновесности лейкократовых и меланократовых минералов в базитах и их сингенетичном образовании (Лебедев, 1966; Богатилов, Биркис, 1970).

Метасоматические процессы замещения плагиоклаза оливином и пироксеном необходимо связать с магнезиально-железистым метасоматозом, имеющим наложенный характер, при котором железо и магний приносились постмагматическими растворами по трещиноватым зонам из глубинных мантийных очагов, а выносимые при этом процессе кремнезем, кальций и алюминий шли на образование более поздних пироксенов, вторичных реакционных каемок, а также частично на анортозитизацию плагиоклаза. Следовательно, эти про-

цессы можно классифицировать, как оливинизацию и пироксенизацию лабрадоритов. Возраст базификации лабрадоритов и, следовательно, образование базитов и гипербазитов определяется, по предварительным данным, в 1650–1700 млн. лет, что соответствует второй фазе активизации земной коры Курземского массива.

Детальные исследования выявили определенную последовательность и стадийность проявления метасоматических процессов базификации: оливинизацию, гиперстенизацию, авгитизацию, диопсидизацию, апатитизацию, ильменитизацию, керсутитизацию и биотитизацию. В изученных породах наиболее интенсивно выражен процесс оливинизации и менее – пироксенизации лабрадоритов. Этим и обуславливается широкое развитие оливинитов и сравнительно небольшое развитие габброидов. Выявлена также вертикальная зональность в проявлении различных процессов базификации. В глубинных зонах базитов Курземского массива особенно широко проявляется оливинизация (более интенсивно в нижней, менее – в средней подзонах), затухающая в верхней базитовой подзоне. В последней, наоборот, активно проявляется пироксенизация.

Таким образом, различная степень тектонической нарушенности (трещиноватости) пород и интенсивности проявления наложенных процессов оливинизации и пироксенизации (концентрации железа и магния в растворах), приводит к образованию всего комплекса вышеописанных пироксен-оливин-плаггиоклазовых пород. Следовательно, приведенный выше фактический материал противоречит общеизвестным представлениям о магматической природе базитов и гипербазитов.

На основании всего изложенного необходимо прийти к выводу, что на щитах и древних платформах региональное развитие имеют процессы базификации первично-магматических лабрадоритов, которые приводят к формированию всего разнообразия базитов и гипербазитов.

В заключение нужно подчеркнуть, что процессы базификации имеют, вероятно, широкое проявление и при формировании базитов и гипербазитов складчатых областей.

Литература

Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-анортозитовый комплекс

Западной Латвии. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 8, 1970.

Ефимов А.А. Проблема мирового дунита. В сб. "Докл. сов. геологов на XXIII сессии МГК", проблема I. М., "Наука", 1968.

Заридзе Г.М. О генезисе глубинных базитов и ультрабазитов. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 6, 1966.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.

Козлов Е.К. Естественные ряды горных пород никеленосных интрузий Кольского полуострова. В сб. "Петрография докембрия Русской платформы". Киев, 1970.

Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. "Наука", Л., 1967.

Лебедев А.П. К генезису норито-лабрадоритов Волинского и Ново-Миргородского плутонов. "Тезисы докладов первого регионального петрографического совещания по Европейской части СССР". Киев, 1966.

Лунц А.Я. О строении и особенностях процесса формирования гранитов рапакиви и анортозитов докембрийского фундамента Западной Латвии. В кн. "Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии", вып. I, Рига, 1969.

Лунц А.Я. О генезисе пород габбро-оливинито-лабрадоритовой формации кристаллического фундамента Западной Латвии. В сб. "Региональная геология Прибалтики и Белоруссии", вып. 2, Рига, 1972.

Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.

Москалева С.В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенито-габбровой формации Урала. "Советская геология", № 5, 1965.

Москалева С.В. Принципы классификации и проблемы соотношения гипербазит- и базитсодержащих формаций. В сб. "Геологические формации". Л., 1968.

Москалева С.В. Метасоматизм и рудообразование в подкоровом и базальтовом слоях Земли. В сб. "Метасоматизм и рудообразование" Л., 1972.

Уейджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. "Мир", М., 1970.

Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. В сб. "Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР". М., 1952.

ВНИИМОРГЕО.

В.В. ВЕЛИНСКИЙ, Г.В. ПИНУС

ПРОБЛЕМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Еще со времени Заварицкого (1955) ультраосновные ассоциации горных пород по генетическим признакам были подразделены на две группы: а) производные собственно ультраосновной магмы, возникающей при селективном плавлении перидотитового субстрата Земли, и б) производные базальтоидной магмы. В особую группу выделялась ультраосновная-щелочная ассоциация горных пород, проявляющаяся в платформенных условиях.

С развитием учения о магматических формациях, в соответствии с представлениями о содержании последних, были выделены четыре интрузивные ультраосновные формации. Две из них, гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая, были отнесены к формациям геосинклинальных этапов развития подвижных зон, а остальные, кимберлитовая и формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатами - к магматическим формациям устойчивых областей (Кузнецов, 1964). В это же время Смолин (1964) наряду с двумя формациями ультраосновных пород геосинклинальных зон (дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой), выделяет уже не две, как Кузнецов, а четыре платформенные ультраосновные формации: верлит-габбро-диабазовую, гарцбургит-ортопироксенит-норитовую, кимберлитовую и клинопироксенит-ийолитовую. В дальнейшем, в работах, посвященных ультраосновным магматическим формациям отдельных районов Советского Союза, наметившаяся тенденция к увеличению числа ультраосновных формаций про-

должает сохраняться. Так, Зимин (1965) на примере Сихотэ-Алиня предлагает гипербазитовую формацию подвижных зон земной коры разделить на две - дунит-гарцбурггитовую и дунит-верлитовую. Румянцева и др. (1969), обобщая материал по ультраосновному магматизму Урала, пытаются обосновать выделение, помимо гипербазитовой (ее авторы называют дунит-гарцбурггитовой), еще двух формаций: перидотит-пироксенитовой и дунит-пироксенит-габбровой. Булыкин и Золотов (1968) также считают необходимым выделять на Урале три ультраосновные формации. Однако, по их мнению, для эвгеосинклинальных зон следует выделять габбро-перидотитовую и дунит-пироксенит-габбровую, а для миогеосинклинальных зон - пироксенит-перидотитовую формации. Малахов же для того же Урала обосновывает выделение двух ультраосновных формаций: дунит-гарцбурггитовой и дунит-пироксенитовой (Малахов, 1972). Волохов и Иванов (1963) на материалах Алтае-Саянской области выделяют две формации - гиперозитовую и габбро-пироксенит-дунитовую. Михайлов и др. (1971) для района центрального Казахстана выделяют пять гипербазитовых и базит-гипербазитовых магматических формаций, из которых три - габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенитовая и дунит-пироксенит-габбровая - относятся к магматическим формациям складчатых областей и две - перидотит-пироксенит-нориовая и щелочно-ультраосновная - к формациям постконсолидационной активизации складчатых областей. Эту же схему классификации магматических ультраосновных формаций приняли авторы карты магматических формаций, составленной коллективом ВСЕГЕИ (Объяснительная записка к карте магматических формаций..., 1971). Они добавили еще шестую ультраосновную формацию - кимберлитовую, характерную для платформенных областей.

Такой разнобой в количествах выделяемых формаций и содержании последних, когда речь идет не о конкретных формациях (магматических комплексах), а о систематике типов формаций, мы полагаем, не может способствовать развитию учения о магматических формациях. Поэтому нам кажется, что сейчас будет полезно вернуться к обсуждению вопроса о выделении ультраосновных магматических формаций в складчатых областях.

Как показывает анализ существующего материала, имеющая место несогласованность в вопросе о выделении ультраосновных

формаций складчатых областей, является следствием того, что различные исследователи неоднозначно понимают само определение геологической и, в том числе магматической формации. Мы имеем в виду ту основную часть определения геологической формации, где говорится о тесных парагенетических связях, которые должны существовать между отдельными составляющими элементами (породами) геологической формации (Шатский, 1946; Херасков, 1952; Кузнецов, 1964).

Одна часть исследователей понятие "парагенетические связи" рассматривает как простое сонахождение или пространственное сочетание горных пород, исключая при этом необходимость существования каких-либо условий, определяющих конкретную ассоциацию горных пород. Другие, наоборот, полагают, что та или иная ассоциация горных пород, обладающая парагенетическими связями между ее отдельными членами, определяется некоторыми общими условиями, обуславливающими их сонахождение. В доказательство правомерности своих представлений первая группа исследователей ссылается на работы основателей учения о геологических формациях — Шатского (1946) и Хераскова (1952), где подчеркивается, что геологические формации выделяются не по генетическим, а по парагенетическим признакам (т.е. по совместному нахождению) горных пород. Однако, в определении геологической формации неизменно говорится, что наблюдаемое в природе сонахождение горных пород только в том случае будет удовлетворять понятию геологической формации, когда это сонахождение будет не случайным, а закономерным, повторяющимся во времени и пространстве. Закономерно же повторяющиеся парагенетические связи между горными породами, как совершенно справедливо отмечает Херасков (1952, стр. 36), "указывают, без сомнения, на важные черты общего в генезисе, хотя бы это общее и не было еще достаточно понято". И далее он пишет, что "различные интрузивные породы следует объединять в одну формацию, когда они близки друг другу по возрасту и входят в состав одних и тех же массивов или, по крайней мере, когда их распространение охватывает одни и те же районы" (Херасков, 1952, стр. 43). Аналогичные мысли были высказаны Кузнецовым (1964). По его мнению "при исследовании конкретных магматических комплексов (или формаций) и выделении соответствующих им формационных ти-

пов мы должны всегда учитывать ту особенность, что взаимоотношения между породами магматических комплексов (или конкретных формаций) всегда более близкие, чем взаимоотношения между породами осадочных формаций, причем в некоторых случаях можно говорить уже о наличии генетических связей" (Кузнецов, 1964, стр. 18). Таким образом, учитывая высказывания основоположников учения о геологических (в том числе и магматических) формациях, и в соответствии с общепринятыми понятиями в конкретную магматическую формацию могут объединяться только такие горные породы, сонахождение которых обуславливается некоторыми общими условиями.

Конкретная магматическая формация — это синоним магматического комплекса. Так же, как конкретная магматическая формация, магматический комплекс определяется как ассоциация магматических пород и сопутствующих им метаморфических и рудных образований, связанных между собой парагенетически, близких по возрасту и по геологической обстановке образования (Кузнецов, 1964). Отдельные магматические комплексы (а стало быть, и конкретные магматические формации) отличаются друг от друга определенным набором магматических пород, особенностями их состава, характером взаимоотношений с другими магматическими комплексами и вмещающими их породами рамы, а также спецификой геологической типизации. От других магматических комплексов он всегда отделен временным перерывом.

Теперь, после уточнения понятия "магматическая формация" и выяснения критериев различия их друг от друга, следует вернуться к нашей теме и обсудить с этих позиций вопрос, насколько существенно аргументированы выдвинутые в настоящее время типы формаций ультраосновных пород складчатых областей.

Как следует из вышеприведенного обзора предлагаемых классификаций типов формаций гипербазитов, последние могут быть подразделены на две группы. К первой из них относятся формации, состоящие только из ультраосновных пород (гипербазитовая или дунит-гарцбургитовая, а также дунит-верлитовая и перидотит-пироксени-товая). Ко второй группе формаций относятся те из них, которые наряду с ультраосновными породами включают и основные (габброидные) горные породы. В числе этих формаций почти у всех исследова-

телей фигурирует дунит-пироксенит-габбровая формация, а отдельные исследователи в дополнение к ней предлагают выделять еще габбро-перидотитовую (Булькин, Золоев, 1968; Михайлов и др., 1971), вместо общепринятой дунит-гарцбургитовой или гипербазитовой формации.

Проанализируем прежде всего, чем отличаются между собой дунит-пироксенит-габбровый и габбро-перидотитовый тип формаций.

Михайлов, выделяющий эти два типа формаций считает, что "особенностью габбро-перидотитовой формации... являются случайные, незакономерные количественные и возрастные соотношения ультрабазитов и габбро" (Михайлов и др., 1971, стр. 334), причем габбро всегда количественно подчинено гипербазитам. Промежуточным звеном между габбро и гипербазитами служат верлиты, которые, как отмечает Михайлов, всегда оказываются пространственно связаны с габбро и вне ассоциации с ними не встречаются. Они связаны с габбро через пироксениты, а с гарцбургитами через лерцолиты. По данным этого же автора дунит-пироксенит-габбровая формация отличается от предыдущей тем, что в ней наблюдается обратное количественное соотношение габбро и гипербазитов. Первые явно преобладают над вторыми. Дунитовые тела располагаются в габбро без какой-либо закономерности. Между ними фиксируется то сплошная, то прерывистая полоса пироксенитов, вероятно, реакционного происхождения. Добавим от себя, что на Урале, в Армении, на Северо-Востоке СССР и в других местах в тесной ассоциации с пироксенитами и здесь присутствуют верлиты. Таким образом, все отличия между этими двумя типами формаций сводятся к количественным соотношениям габбро и гипербазитов. Если при этом учесть, что в одной и той же зоне или поясе вместе со сложными гипербазит-габброидными массивами находятся гипербазитовые массивы, лишенные габброидов и, наоборот, габброидные массивы, лишенные гипербазитов, то станет ясно, что количественные соотношения пород в отдельных массивах не могут являться серьезным аргументом для выделения в складчатых областях двух генетически разнородных базит-гипербазитовых типов формаций.

По данным Булькина и Золоева (1968) на Урале эти две формации отличаются гораздо более существенными признаками, в частности, набором пород, составом породообразующих минералов, сте-

пенью серпентинизации ультраосновных пород и прочими признаками. Вместе с тем, характеризуя габбро-перидотитовую формацию, эти авторы подчеркивают, что она "... по своему содержанию полностью соответствует гипербазитовой формации Ю.А. Кузнецова" (Булькин и Золоев, 1968, стр. 931). Новым названием эти авторы, как они говорят, хотя и отмечают лишь тесные парагенетические отношения между габбро и перидотитами. Однако, как мы уже говорили, на Урале, да и в других складчатых областях, ультраосновные массивы, по своим свойствам отвечающие гипербазитовой формации Кузнецова, далеко не всегда бывают пространственно сопряжены с габбро, а там, где это имеет место, габброиды всегда оказываются оторванными от гипербазитов по времени своего формирования, интродуцируют и преобразуют гипербазиты в зонах экзоконтакта. Всюду устанавливаемый временной разрыв между становлением альпинотипных гипербазитов и формированием более поздних габброидных массивов, даже в случае их пространственной сопряженности, (если строго придерживаться существующего определения магматического комплекса) не дает возможности рассматривать эту ассоциацию как единый магматический комплекс. О продолжительности временного перерыва между формированием массивов альпинотипных гипербазитов и интродуцирующих их габброидов свидетельствует тот факт, что габброиды воздействуют на уже интенсивно, а иногда и полностью серпентинизированные ультраосновные породы. При этом в зонах экзоконтакта возникают новообразования, представленные либо перекристаллизованными (антигоритовыми) серпентинитами, либо набором относительно свежих ультраосновных пород, среди которых можно встретить регенирированные дуниты, вторичные апосерпентинитовые перидотиты и наиболее распространенные среди них верлиты, а также пироксениты, иногда фельдшпатизированные ультраосновные породы, то есть всю ту гамму пород, которая является типоморфной для ультраосновной части дунит-пироксенит-габбровой формации. В том числе здесь можно наблюдать и так называемый полосчатый комплекс, который представляет собой не что иное, как чередование вновь образованных полосок (жил) пироксенитов или верлитов с серпентинизированными, не подвергшимся метасоматозу, исходными альпинотипными гипербазитами. Заметим, что полосчатый комплекс, там, где он ассоциирует с альпинотипными гипербазитами, за-

нимает определенное место, располагаясь между ними и габброидами.

Исходя из сказанного, можно заключить, что в том случае, когда влияние габброидов на альпинотипные гипербазиты ограничивается образованием антигоритовых серпентинитов, Булькин и Золоев выделяют габбро-перидотитовую формацию и соответствующий формационный тип. Когда же это влияние оказывается более сложным, более высокотемпературным и сопровождается возникновением ряда вновь образованных, регенерированных и метасоматических ультраосновных пород, то эти же альпинотипные гипербазиты и рвущие их габброиды предлагается выделять в другой, дунит-пироксенит-габбровый формационный тип. Мы полагаем, что это не правомерно, поскольку в этом случае мы должны были бы, к примеру, один и тот же гранитный массив в той его части, где он в экзоконтакте образует зону скарнов относить к одному формационному типу, а в той его части, где скарны отсутствуют к другому формационному типу.

Что же касается приводимых Булькиным и Золоевым отличительных признаков выделяемых ими двух гипербазит-базитовых формаций, проявляющихся, главным образом, в ультраосновной части этих ассоциаций, то они совершенно естественны, поскольку являются результатом воздействия габброидных интрузий на исходные альпинотипные гипербазиты. Именно этим следует объяснить своеобразный набор вновь возникающих ультраосновных пород и несколько отличный состав породообразующих минералов их. При этом общая тенденция в изменении ультраосновных пород выражается в некотором "раскислении" гипербазитов (обогащение кремнеземом, глиноземом, железом и кальцием). В связи с этим среди породообразующих минералов вновь образованных ультраосновных пород заметно увеличивается роль клинопироксена.

Теперь следует обратиться к анализу тех типов формаций, в которых габброидная часть отсутствует. Как это можно видеть из приведенного выше обзора, почти все исследователи приходят к единодушному мнению о необходимости выделения гипербазитовой или, что то же самое, дунит-гарцбургитовой формации. И только Булькин и Золоев, а также Михайлов полагают, что вместо этой формации следует выделять габбро-перидотитовую, подчеркивая при этом, что ультраосновная часть габбро-перидотитовой формации

полностью соответствует дунит-гарцбургитовой или гипербазитовой формации.

Кроме гипербазитовой формации разные исследователи предлагают выделять дополнительно целый ряд ультраосновных формаций, в частности, дунит-верлитовую, дунит-пироксенитовую, перидотит-пироксенитовую и пироксенит-перидотитовую. Если проанализировать набор пород этих формаций, что отчасти находит отражение в их названиях, а также их геологическую позицию, то окажется, что составляющие эти формации ассоциации ультраосновных пород различаются между собой по существу только преобладанием в них той или иной петрографической разновидности гипербазитов. Общий же набор пород во всех этих ассоциациях один и полностью соответствует по ассортименту пород, составу последних и составу породообразующих минералов тем новообразованным ультраосновным ассоциациям, которые развиваются в экзоконтактовых ореолах габброидных интрузий при прорыве ими массивов альпинотипных гипербазитов. Об этом же свидетельствует и геологическая позиция этих ассоциаций ультраосновных пород, являющихся связующим звеном между альпинотипными гипербазитами и габброидами.

Заканчивая на этом обсуждение правомерности выделения в складчатых областях ряда базит-гипербазитовых и гипербазитовых типов формаций кратко сформулируем основные наши выводы: 1) В складчатых областях не существует дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий, производных базальтовой магмы; 2) Ультраосновная часть пространственно сопряженных гипербазитовых и базитовых интрузий во всех случаях имеет единую исходную природу, отвечающую альпинотипным гипербазитам; 3) Там, где имеет место пространственное сопряжение ультраосновных и основных интрузий, они разделены между собой временным перерывом и поэтому не могут объединяться в единые магматические формации; 4) В складчатых областях правомерно выделять только один тип формаций ультраосновных пород - альпинотипных гипербазитов; 5) Соответствующие определения магматического комплекса, конкретной магматической формации и формационного типа нуждаются в дальнейшей конкретизации.

Литература

Булькин Л.Д., Золотов К.К. О формационном делении ультраос-

новых пород Урала. "Докл. АН СССР", т. 180, № 4, 1968.

Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-ду-
нитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Изд. Сиб. отд. АН
СССР, Новосибирск, 1963.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР,
1955.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра",
М., 1964.

Малахов И.А. Состав, метаморфизм и вопросы хромитоноснос-
ти ультрабазитов Урала. Автореферат докторской диссертации. Сверд-
ловск, 1972.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В. и др. Интрузивные формации ос-
новных и ультраосновных пород. ^{в кн.} Петрография Центрального Казах-
стана, т. 2, "Недра", 1971.

Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР
масштаба 1:2500000, под редакцией Д.С. Харкевича. "Недра", 1971.

Румянцева Н.А., Мазина Е.А. и др. Опыт составления уральско-
го макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2500000).
Тр. 2-го Уральского петрографического совещания, т. I, Свердловск,
1969.

Смолин П.П. Формационные типы гипербазитов и их минерагения.
"Докл. АН СССР", т. 159, № 2, 1964.

Херасков Н.П. Геологические формации. "Бюлл. М. о-ва исп.
природы, отд. геологии", т. XXII (5), 1952).

Шатский Н.С. О некоторых насущных задачах геотектоники.
"Советская геология", № 16, 1946.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР (ИГиГ)

Д.С. ШТЕЙНБЕРГ, И.С. ЧАШУХИН, М.В. ЛАГУТИНА

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Серпентинизация - один из универсальнейших эндогенных про-

цессов, способный протекать, как показывают эксперименты, при температурах не выше 500° и при любых давлениях воды вплоть до 20 кбар (Fohannes, 1968). Теоретически нижнего предела температуры не существует, но фактически в реальных геологических условиях процесс протекает при температурах не ниже $200-250^{\circ}$, а в альпийских ультрабазитах не ниже 350° . В экзогенных условиях серпентин неустойчив. Таким образом, серпентинизация — типичный низкотемпературный гидротермальный процесс метаморфизма, отвечающий PT-условиям пумпеллит-пренитовой, зеленосланцевой, или эпидот-альбит-амфиболитовой фации.

Серпентин — овые минералы могут образоваться за счет любых богатых магнием минералов — кордиерита, доломита, и других, однако, геологическое значение имеет лишь серпентинизация некоторых существенно оливиновых ультраосновных пород — дунитов, гарцбургитов, лерцолитов. Эти ультраосновные породы слагают верхнюю часть верхней мантии, о чем свидетельствует состав включений в щелочных базальтоидах, и в больших объемах наблюдаются на современном эрозионном срезе, имея несомненно также мантийное происхождение, в складчатых областях, а дуниты — и на платформах. В меньших объемах аналогичные, хотя и не тождественные, так называемые стратиформные ультрабазиты входят в состав дифференцированных основных интрузий базальтоидного происхождения.

Серпентинизация — важнейший элемент истории формирования ультраосновных (ультрамафических) пород любого происхождения, поскольку подавляющая часть их больше, чем на половину, а нередко и полностью серпентинизирована. Благодаря простоте химического состава наиболее распространенных ультрабазитов, состоящих, в основном, из небольшого числа элементов — магния, железа, кремния, кислорода, продукты их метаморфизма, в том числе серпентиниты — очень удобный индикатор PT-условий процессов, химизма метаморфизирующих растворов, а тем самым, косвенно, и пределов физико-химических условий формирования первичных пород. Особенно важно значение продуктов серпентинизации как индикаторов глубинности процессов и в какой-то мере глубин формирования исходных ультрабазитов. Особое значение серпентинизация приобретает в связи с проблемой мантийных ультрабазитов, являющейся неразрывным элементом современной глобальной тектоники ("тектоники плит").

Анализ процессов серпентинизации охватывает много сторон проблемы, Мы остановимся, в основном, на тех из них, которые явились предметом наших исследований, ведущихся с 1958 г.

Физико-химическая модель процессов серпентинизации пересчитанных видов ультрабазитов на основе экспериментальных и частью расчетных данных приведена на рис. I, где парагенезисы с участием серпентина показаны как часть более обширной системы, охватывающей интервал температур вплоть до области устойчивости безводных минеральных ассоциаций.

Наиболее проста с точки зрения числа компонентов и сосуществующих минералов серпентинизация бескальциевых ультрабазитов, состоящих из оливина и энстатита, описываемая в первом приближении в системе окись магния - кремнезем - вода, во втором - те же компоненты + закись железа, а в третьем - с добавлением еще кислорода и, наконец, в четвертом - углерода (Штейнберг и др., 1972; Штейнберг, Лагутина, 1973). Кроме того в реакции и в составе ее продуктов участвуют галогены - прежде всего хлор, затем фтор, количество которого в десятки раз меньше, и в ничтожных количествах - иод и бром (Штейнберг и др., 1972; Eariv, 1958; Афанасьев и др., 1972). Галогены входят в состав гидроксильной группы серпентина и брусита, не влияя существенно на ход реакции и возникающие в результате ее парагенезисы. Судя по всему, галогены присутствуют в серпентинизирующих растворах в форме диссоциированных кислот HCl и HF, углерод - в форме уголекислоты. Постоянно фиксируемая примесь сульфидов и серы в количестве сотых долей процента дает основания предполагать присутствие в растворах также небольших количеств сероводорода. Правда, пока нельзя с полной достоверностью судить о сингенетичности сульфидообразования с серпентинизацией.

Таким образом, в реакциях серпентинизации бескальциевых ультрабазитов участвуют три труднолетучих компонента (кремнезем, окись магния, закись железа) и серия летучих, среди которых по имеющимся данным основу составляет вода с примесью примерно 2% уголекислоты, такого же количества хлора, десятых долей процента фтора и сотых - десятых долей процента сероводорода. Оценка относительных количеств различных летучих компонентов сделана нами на основе определений содержаний углерода, хлора, фтора, серы

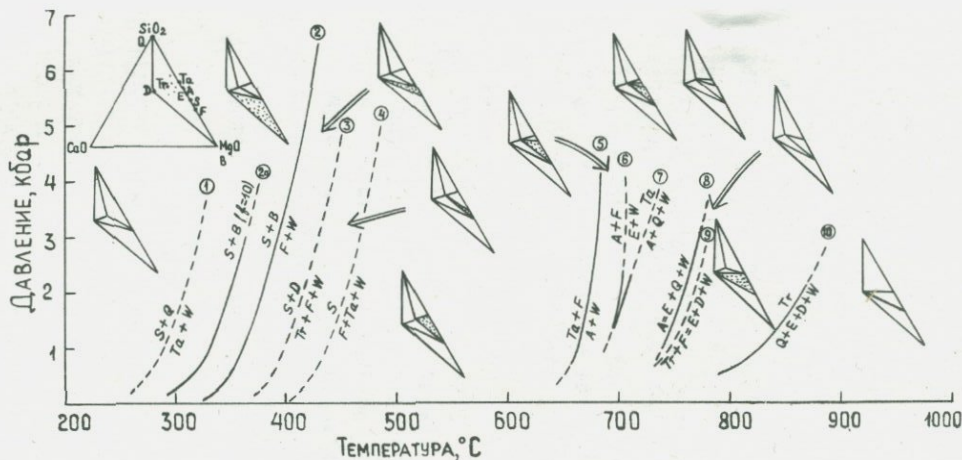


Рис. 1. Моновариантные кривые равновесия в системе $\text{MgO}-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Давление воды равно общему. Сплошные линии - экспериментально определенные, пунктирные - рассчитанные. Покрытые точками площади в треугольниках - минеральные парагенезисы, наблюдаемые в природе, в продуктах прогрессивного метаморфизма серпентинизированных ультрабазитов в Центральных Альпах. А - антофиллит, В - брусит, Д - диопсид, Е - энстатит, F - форстерит, Q - кварц, S - серпентин, Та - тальк, Tr - тремолит, W - H_2O . Заимствовано у Эванса и Троммсдорфа (Evans, Trommsdorff, 1970). Реакции 1 и 2 - по Иоганнесу (Johannes, 1968), 5, 6, 7, 8 - по Гринвуду (Greenwood, 1963), 10 - по Бойду (Boyd, 1959), 3, 4, 9 - рассчитаны авторами статьи. Реакция 2^а - нанесена по Китахара (Kitahara et al., 1966) с учетом железистости 8%.

в продуктах серпентинизации, исходя из предположения, что углерод является продуктом разложения углекислоты и что пропорция указанных компонентов в продуктах серпентинизации примерно соответствует их соотношениям в серпентинизирующих водных растворах. Поскольку мы не знаем коэффициентов распределения указанных компонентов между растворами и твердыми фазами-продуктами серпентинизации, приведенная оценка сугубо предварительна. Поэтому одна из задач дальнейших исследований — определение экспериментальным путем интересующих нас коэффициентов распределения. Воды, вызывающие серпентинизацию ультрабазитов, поступают извне, из вмещающих толщ, ибо в твердых породах, каковыми являются ультрабазиты, нет места для нахождения необходимых количеств воды — 20% по весу или минимум 60% по объему от первичной свежей породы (при давлении 5 кбар и температуре 400° удельный объем воды близок к 1). При давлении 500 бар необходимый для полной серпентинизации объем воды составит примерно 100% от объема свежей породы. Поэтому состав серпентинизирующих водных растворов характеризует вообще флюидную фазу на уровне серпентинизации, пропитывающую вмещающие толщи и циркулирующую внутри них по трещинам. Ультрабазиты в ходе серпентинизации играют роль среды, жадно поглощающей воду из окружающих пород, подобно ангидридам среди осадочных толщ.

Изучение состава компонентов, растворенных в серпентинизирующих водах, фиксируемых в продуктах серпентинизации, в связи со сказанным приобретает общее значение, выходящее за рамки ультрабазитов.

Проблема состава серпентинизирующих растворов сейчас находится на самых начальных стадиях разработки как в экспериментальном, так и в естественно-историческом плане (см. напр. *Poty at al.*, 1972). Она неразрывно связана и с проблемой источников этих растворов, которыми, как мы уже отметили, не могут быть сами ультрабазиты.

Экспериментальные данные ряда исследователей (Боуэн и Таттл, 1950; Greenwood, 1963; Johannes, 1968) показывают две области устойчивости серпентина, которые разделяются моновариантной кривой реакции форстерит + вода = брусит. Эта реакция протекает при давлениях от 1–2 кбар до 20 кбар при температуре 360–420°, при 500 бар при 350° и при 100 бар — при 320°, при условии

равенства общего давления и давления воды. Изоморфная примесь 8% фаялита, что соответствует природным условиям, понижает температуру реакции на 25° (Scarfe, Wyllie, 1967). При переменном содержании фаялита реакция становится, строго говоря, бивариантной, хотя практически она и близка к моновариантной. Серпентинизация магнезиальной основы дунита исчерпывается этой реакцией. Усложнения связаны с разложением фаялитового компонента с образованием тех или иных несиликатных соединений железа — карбидов, окислов, самородных металлов, сульфидов и вхождением в состав серпентина, наряду с закисным, окисного железа. Эти усложнения мы рассмотрим особо.

При более высоких температурах, чем температуры равновесия указанной реакции, оливин, судя по экспериментальным данным, устойчив при любых давлениях воды и сосуществует с серпентином при давлении 2 кбар в интервале $375-450^{\circ}$, с тальком ($450-680^{\circ}$), антофиллитом ($680-700^{\circ}$), энстатитом (выше 700°). Таким образом, верхний предел устойчивости серпентина составляет около 450° (при давлениях воды 1–2 кбар и выше). Выделяется, следовательно, две области устойчивости серпентина: с бруситом (менее $350-400^{\circ}$) и с оливином ($350-450^{\circ}$). Вторая область реализуется при серпентинизации гарцбургитов, первая — дунитов. Серпентинизация гарцбургитов, следовательно, должна при охлаждении происходить в две стадии.

В экспериментах при равенстве давлений воды и общего гарцбургиты при охлаждении проходят стадии: оливин + антофиллит, оливин + тальк, оливин + серпентин, серпентин + брусит. Из сказанного ясно принципиальное различие серпентинизации дунитов и гарцбургитов, которое имеет важное петрогенетическое и геологическое значение, составляя содержание одной из неразрешенных пока проблем серпентинизации. Дело в том, что в природе в альпинотипных ультрабазитах никогда не наблюдается указанных выше промежуточных стадий серпентинизации. При охлаждении процесс начинается всегда с реакции оливин + энстатит + вода = серпентин, при которой оливин, находящийся в стехиометрическом избытке, сохраняется неизменным, а энстатит и соответствующее количество оливина преобразуются в серпентин. Иначе говоря, антофиллит и тальк, как промежуточные продукты регрессивного гидротермально-

го преобразования, отсутствуют. Эти минералы в равновесной ассоциации с оливином установлены многими исследователями только в продуктах зонального прогрессивного метаморфизма — регионального или контактового, как в СССР так и за рубежом (Evans and Trommsdorff, 1970; Леснов, 1972). Таким образом, соответствие с экспериментами наблюдается только при прогрессивном метаморфизме. Возможно, такое соответствие имеет место и при серпентинизации гипабиссальных или субвулканических ультрабазитов, входящих в состав стратиформных интрузий и вулкано-плутонических (эффузивно-интрузивных) формаций ряда базальт-пикрит. Здесь нередко наблюдается образование талька, иногда тремолита, по оливину и гиперстену (Волковский дифференцированный массив на Среднем Урале, пикриты западного склона Урала и др.).

Отсутствие промежуточных стадий серпентинизации, устанавливаемых экспериментами, в природных условиях при серпентинизации гарцбургитов может объясняться только какими-то отличиями этих условий от условий эксперимента. Маракушев это отличие видит в избыточном давлении на твердые фазы, которое приводит к выклиниванию области устойчивости ассоциации оливин-тальк и оливин-антофиллит и к непосредственному соприкосновению областей серпентин + оливин и оливин + энстатит (Маракушев, 1968). Расчеты, основанные на экстраполяции известных данных, дают весьма высокие давления — не менее 8–10 кбар, что вызывает, естественно, сомнения, ибо требует серпентинизации на очень больших глубинах. Поэтому выяснение физико-химической природы указанного несоответствия между экспериментами и серпентинизацией альпийских гарцбургитов в природных условиях составляет интереснейшую проблему, разрешение которой невозможно без проведения экспериментов по серпентинизации смеси оливина и ортопироксена при различном избыточном давлении на твердую фазу по сравнению с давлением воды.

В дополнение к сказанному следует добавить, что при реакции оливин + энстатит = серпентин, как показывают простые стехиометрические расчеты, количество возникающего в ходе ее серпентина должно быть в 2,3 раза больше количества энстатита. При содержании энстатита 15%, что, по-видимому, характеризует наиболее распространенный тип альпийских гарцбургитов, это соответствует

степени серпентинизации около 35%. Таким образом, на первой стадии процесса, протекающей при примерно 450° , должно остаться 65% по весу от исходной породы свежего оливина и должно получиться 35% серпентина, а энстатит — полностью исчезнуть. Наши наблюдения показывают, что обычно в сильно серпентинизированных гарцбургитах энстатит действительно полностью отсутствует, будучи преобразован в бастит. Правда, в литературе встречается много указаний и на обратные соотношения: более быструю серпентинизацию оливина по сравнению с энстатитом. В связи со сказанным возникает задача изучения скорости серпентинизации оливина и энстатита, а также зависимости степени ранней серпентинизации гарцбургитов от содержания энстатита. Это относится также к слабо серпентинизированным гарцбургитам асбестоносных массивов, в которых степень серпентинизации по данным многих авторов (Золоев, 1972 и др.) невелика и колеблется от 10 до 30%. Поэтому приобретает особое значение определение количества энстатита в исходной породе путем подсчета относительного объема баститовых псевдоморфоз и зерен свежего энстатита.

Следует отметить еще одну существенную деталь, которая должна явиться предметом дальнейших исследований и может помочь в решении рассматриваемой проблемы. При преобразовании смеси оливина и энстатита в серпентин железистость (отношение железа к сумме железа и магния) серпентина остается равной первичной железистости породы, т.е. оливина и энстатита, которые, как показывают многочисленные данные, примерно одинаковы. В то же время железистость серпентина, возникающего при более низких температурах реакции оливин + вода = серпентин + брусит, несколько ниже железистости первичных силикатов и породы в целом. Это обуславливается тем, что железистость брусита в 2–3 раза выше железистости серпентина (Штейнберг, Чащухин, 1969₁). Расчеты и прямые определения показывают, что железистость серпентина (альфа-хризотила) при содержании в оливине 8% фаялита составляет в этом случае 6–7%. Таким образом, при серпентинизации гарцбургитов в породе должны присутствовать два вида серпентина с различной железистостью, соответственно двум стадиям процесса. Детальные термограммы, снятые на дериватографе системы Ф. Паулик и Л. Эрдеи (ВНР) со скоростью нагрева 10°C в минуту, действитель-

но обнаруживают sdвоенный пик в случае серпентинизированных гарцбургитов и простой - в случае дунитов. Исследования в этом направлении должны быть продолжены.

Особое значение приобретает сопоставление хода серпентинизации гарцбургитов альпинотипных и стратиформных ультрабазитов, происходившей несомненно в различных условиях. В целом можно говорить о проблеме специфики серпентинизации гарцбургитов по сравнению с дунитами. Судя по всему известному, эта проблема может решаться на самой простой физико-химической модели, отвечающей первой, максимум второй степени приближения (см. выше). Вторая степень приближения, учитывающая примесь железистого компонента, не влияет на принципиальное решение проблемы, внося лишь некоторые уточнения в температуру моновариантных и более сложных равновесий.

В ходе реакции оливин + вода = брусит + серпентин при изохимическом течении процесса образуется около 16% брусита и 84% серпентина, что влечет за собой увеличение объема твердой породы на 50%. При полном выщелачивании брусита, как наиболее растворимого продукта реакции, объем увеличивается на 25%. Постоянство объема требует выщелачивания не только брусита, но и части серпентина (Штейнберг, 1960).

Проблема увеличения объема при серпентинизации, таким образом, - это прежде всего проблема соотношения изо- и аллохимического преобразования пород. Изохимическое течение процесса неизбежно влечет за собой отмеченное выше увеличение объема, постоянство объема влечет изменение химизма, т.е. выщелачивание различных компонентов в различной пропорции. Анализ обширных мировых данных, приводимых в многочисленной литературе, обзор которой в краткой статье невозможен, с несомненностью говорит о массовом распространении как изо-, так и аллохимического видов серпентинизации (Fuayег, 1966; Hostetler, 1966; Coleman, 1971). Поэтому дискуссия о том, как протекает серпентинизация вообще (алло- или изохимически), давно уже потеряла смысл. Задача состоит сейчас в том, чтобы оценить геологическое значение того и другого видов процесса, выяснить приуроченность их к определенным геологическим и физико-химическим условиям.

На Урале, например, подавляющая часть мантийных ультраба-

зитов (дунитов и гарцбургитов) серпентинизирована изохимически, что доказывается проще всего на примере дунитов их химическим составом и присутствием в необходимых теоретически количествах в продуктах серпентинизации тонкодисперсного брусита (Штейнберг, 1960; Малахов, 1966). В то же время для многих районов мира приводятся данные об увеличении в ходе серпентинизации отношения кремнезема к сумме оснований и приближении состава пород к серпентиновому даже в случае дунитов. Железо и магний выносятся при этом пропорционально без изменения соотношений между ними. Это относится как к некоторым альпинотипным (Аппалачи, Condie, Medison, 1969), так и к стратиформным (Aumento, 1970; Иванов, 1971) ультрабазитам. По-видимому, аллохимический характер процесса и постоянство объема особенно характерны для стратиформных ультрабазитов, что, вероятно, связано с меньшими глубинами их образования и большей жесткостью вмещающих пород.

Увеличение объема альпинотипных ультрабазитов доказывається и микроструктурными наблюдениями - явлениями разрыва и будинажа ранних жилек альфа-хризотила более поздними (Штейнберг, Часухин, 1970_I; Фролов, 1970).

Значительное увеличение объема при изохимической серпентинизации несомненно должно вызывать серьезные геологические последствия, которые должны явиться предметом специальных исследований, сочетающихся с петрохимическим и микроструктурным изучением серпентинизированных ультрабазитов.

Наиболее благоприятны для изучения вариаций условий серпентинизации в природных условиях, благодаря простоте своего состава, дуниты - практически мономинеральные породы, состоящие на 99% из оливина и на 0,5-1,0%, иногда чуть больше - из хромита. В хромитах сосредоточены весь хром, алюминий, титан, ничтожные доли никеля, 2-3% железа, десятые доли процента магния, содержащихся в дуните. Влияние хромита на баланс последних двух элементов поэтому ничтожно. Первые же три не влияют совершенно на ход серпентинизации. Поэтому хромит при изучении процессов серпентинизации представляет интерес только лишь как чувствительный в некоторых случаях индикатор физико-химических условий процесса. Так, при появлении магнетита хромит становится неустойчивым, ибо оба этих минерала образуют непрерывный ряд твер-

дых растворов и сосуществовать равновесно не могут. В таких случаях всегда происходит вынос хрома и замена его железом с образованием серии хроммагнетит-магнетит. Часть хрома в результате остается в составе магнетита, часть, всегда большая, — переходит в состав серпентин-овых минералов, обычно антигорита, не уходя за пределы породы. Этот процесс описан малаховым (Малахов, 1969). В связи со сказанным все парагенезисы, возникающие при серпентинизации, можно подразделить на безмагнетитовые с устойчивым хромитом, не испытывающим, по-видимому, существенных изменений и во всяком случае сохраняющим свою индивидуализацию — форму и размер зерен, и магнетитовые — с неустойчивым хромитом, сохраняющимися лишь в виде неравновесных реликтов. Неясно, происходит ли приспособление состава хромита в безмагнетитовых парагенезисах к составу сосуществующего серпентина по степени окисления железа и по соотношению железа и магния. Отдельные наши наблюдения как-будто говорят о том, что по мере увеличения степени серпентинизации и уменьшения железистости брусита, сосуществующего с серпентином, падает и железистость хромита, т.е. увеличивается содержание магния, а также хрома. Наши наблюдения говорят также о том, что степень окисления железа в хромите и в серпентине в какой-то мере связаны прямой зависимостью. Так, в серпентинизированных дунитах Платиноносного пояса Урала степень окисления железа в хромите и серпентине значительно выше, чем в дунитах дунит-гарцбургитовой формации.

Таким образом, можно говорить о проблеме акцессорного хромита как индикатора физико-химических условий серпентинизации и минералогического критерия генетического расчленения типов серпентинитов.

Если обратиться к оливину и к главным петрогенным элементам дунита — магнию, железу и кремнию, то среди них наиболее информативным и важным физико-химическим индикатором, благодаря его переменной валентности, оказывается железо. Этот элемент при серпентинизации обнаруживает большое разнообразие возможных форм его нахождения в породах. Главная масса железа фиксируется в серпентин-овых минералах как в закисной, так и в окисной формах. Соотношение их, т.е. степень окисления железа, оказывается прежде всего критерием различия минеральных форм серпентина. В

хризотилах и лизардите эта степень окисления варьирует от магнетитовой до гематитовой, коррелируясь по имеющимся данным со степенью окисления железа в соответствующем магнетите, если он присутствует. Данные эти пока отрывочны и нуждаются в систематической проверке. В безмагнетитовых парагенезисах с участием хризотила степень окисления железа в серпентине близка к магнетитовой, в магнетитовых — она обычно выше, также как и в самом магнетите (Штейнберг, Чашухин, 1970₂).

В антигоритах степень окисления железа много ниже магнетитовой и не превышает 40%, снижаясь в отдельных случаях (в эндо-контактных узких зонах) почти до нуля (Штейнберг, Чашухин, 1969₂).

Антигорит и группа хризотил-лизардита обнаруживают отличия химического состава не только по степени окисления железа, но и по форме его вхождения в решетку. В антигоритах железо целиком входит в восьмерную координацию, в хризотилах и лизардитах — в большей части вместе с кремнием — в четверную. В хризотилах всегда присутствует избыток воды против теоретического, пропорциональный количеству окисного железа, в антигоритах — некоторый недостаток. Таким образом, среди серпентиновых минералов по кристаллохимическим особенностям и химическому составу намечается две главных группы — лизардит-хризотилевая и антигоритовая. Поэтому их нельзя рассматривать только как структурные разновидности (Page, 1968; Штейнберг, Чашухин, 1970₂; Whittaker, Wicks, 1970). Сказанное представляет собой интереснейшую не только минералогическую, но и важную петрогенетическую проблему, так как каждая из рассматриваемых разновидностей характеризует определенные физико-химические условия и определенный тип серпентинитовых парагенезисов.

Некоторое количество железа во всех типах серпентиновых парагенезисов выделяется в виде несиликатных самостоятельных минералов, не содержащих других металлов — магнетита и маггемо-магнетита, когенина, сплавов железа с никелем, пирротина-пентландита, т.е. в окисной, карбидной, самородной и сульфидной формах. Наиболее важны первые две формы — окисная и карбидная, двумя последними можно пренебречь в виду их обычно ничтожного содержания. Можно предположить, что карбидная форма может переходить в окисную с выделением углерода в форме графита. Это предположение надо проверять. Пока что можно считать установленным, что в без-

магнетитовых серпентиновых парагенезисах всегда присутствует карбид железа — когенит в количестве около 1%, что соответствует содержанию углерода около 0,06%. Это доказывается химическими анализами, растворимостью углерода в кислотах, магнитометрическим анализом, показывающим примесь ферромагнитной фазы с точкой Кюри 210–220°. Тонкодисперсность карбида, также как и брусита, препятствует его обнаружению под микроскопом.

Таким образом, выделяется два главных типа серпентиновых парагенезисов: 1) безмагнетитовые карбидные и 2) магнетитовые, подразделяющиеся по степени окисления железа на магнетитовые собственно и магнетитовые (Штейнберг, Лагутина, 1973), схематически изображенные на рис. 2. Карбиды могут несомненно существовать с самородным железом. Последнее, в свою очередь, если содержит значительную примесь никеля, может сосуществовать с магнетитом, поскольку никель повышает устойчивость железа по отношению к кислороду, являясь более благородным металлом. Однако карбиды с магнетитом сосуществовать не могут и встречаются только как неравновесная ассоциация. Можно предположить, что карбидная форма при окислении может переходить в магнетит с выделением углерода в виде графита. Подтверждением этому служит нахождение графита в ассоциации с магнетитом в серпентинизированных гарцбургитах Восточного Саяна (Белов, Богдаева, 1962).

Несомненно, что фазовая (минеральная) форма выделения несиликатного железа определяется физико-химическими условиями серпентинизации, ибо состав исходных пород строго постоянен и очень прост. Появление углерода можно объяснить восстановлением углекислоты, входящей в состав метаморфизирующих растворов по реакции $13\text{FeO} + \text{CO}_2 = 5\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_3\text{C}$ в случае безмагнетитовых парагенезисов. Расчеты показывают, что стехиометрические соотношения веществ, участвующих в реакции, точно соответствуют количественным соотношениям карбида железа и окисного железа в составе серпентина в безмагнетитовых парагенезисах. Действительно, в альфа-хризотиле в среднем содержится 5% окиси железа. Образование такого количества окисного железа из закисного, содержащегося в оливине, по указанной реакции в результате окисляющего действия углекислоты должно сопровождаться выделением 0,075% углерода. При степени серпентинизации 80% это составит 0,06% на всю

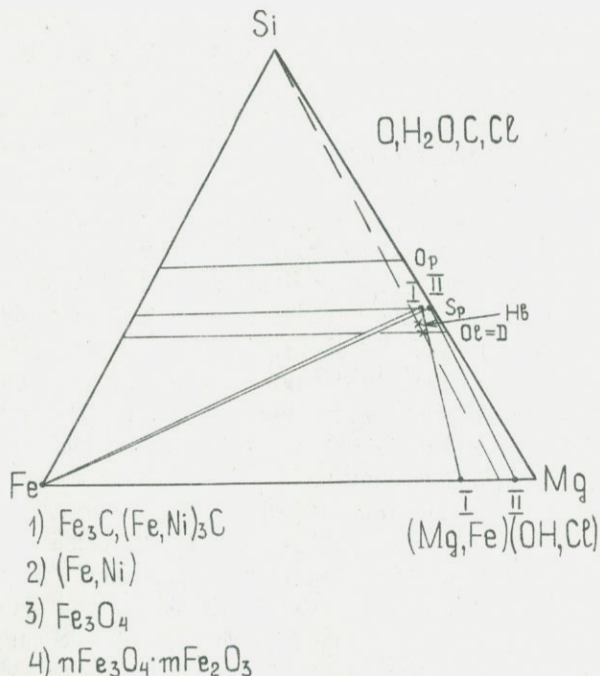


Рис. 2. Типы минеральных парагенезисов, возникающих при серпентинизации бескальциевых ультрабазитов (схема). I. Безмагнетитовые парагенезисы. Минералы железа представлены карбидами (I) или никелистым железом (2). II. Магнетитовые парагенезисы. Минералы железа представлены магнетитом (3) или маггемо-магнетитом (4). Минералы магния представлены бруситом различной железистости, более высокой, чем железистость породы, в типе I и более низкой – в типе II. Железистость серпентина в типе I близка к железистости породы, в типе II – близка к нулю.

Серпентиновые минералы в группе I представлены микроволокнистым альфа-хризотилом, в группе II – антигоритом (подгруппа 3) или также альфа-хризотилом, лизардитом, гамма-хризотилом (подгруппа 4). Подгруппа 2 пока неясна и как самостоятельная выделяется предположительно.

породу, что очень близко к реальным содержаниям углерода в серпентинизированных альпинотипных дунитах и гарцбургитах, которые уже давно отмечаются многими авторами (Штейнберг, Лагутина, 1973).

Отсутствие магнетита, несмотря на высокую магнетитовую степень окисления железа в серпентине, мы можем объяснить только высоким давлением воды, препятствующим, как известно, выделению магнетита из водных силикатов и способствующим вхождению железа в их состав. Это установлено экспериментально Югстером для биотита (Eugster, 1956, 1957). Появление магнетита во II группе парагенезисов мы можем объяснить только падением этого давления. По экспериментальным данным магнетит появляется при давлениях воды до I кбар (Takeshi, 1967). Наши предварительные опыты показали отсутствие магнетита при давлениях 3 кбар. Сухое давление не может препятствовать выделению магнетита, наоборот, оно должно ему способствовать. Ассоциацию карбида железа с оксисерпентином можно объяснить только сильнейшими восстановительными свойствами системы фаялит + вода, точнее слабо железистый оливин + вода. Большие массы дунитов или других оливиновых пород в присутствии воды несомненно играют роль буфера, поддерживающего потенциал кислорода на очень низком уровне.

Появление магнетита поэтому можно объяснить падением давления воды, например, при высушивании пород в зоне экзоконтакта интрузивных тел, что имеет, по-видимому, место при образовании ореола магнетит-антигоритовых серпентинитов на месте безмагнетитовых альфа-хризотилитовых в результате их перекристаллизации.

Той же причиной, по-видимому, объясняется широкое развитие магнетита или маггемо-магнетита при ранней серпентинизации стратиформных ультрабазитов, несмотря на альфа-хризотилитовую форму серпентина, аналогичную альпинотипным массивам.

В рассматриваемых вопросах много еще неясного, они настоятельно требуют экспериментальных исследований поведения железа при серпентинизации, которому пока почти не уделялось внимания.

Значение поведения железа как индикатора условий процесса выходит далеко за рамки серпентинизации. Как мы уже отмечали (Штейнберг и др., 1971), намечается обширная группа эндогенных образований, возникших при высоких давлениях (выше 3 кбар), характеризующаяся отсутствием магнетита, вхождением железа во всех

валентностях в водные силикаты, низкой долей галогенов по отношению к воде в гидроксильной группе (в биотите, амфиболе, хлоритах, серпентинах и др.). К этой группе относятся водные глибинные гранитоиды анатект — ического происхождения, сопровождающие их метаморфические комплексы амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций. Сюда же относятся и продукты ранней серпентинизации альпинотипных ультрабазитов. В целом можно говорить о безмагнетитовой зоне внутри земной коры, располагающейся на уровне зоны водного анатексиса и регионального динамо-термального метаморфизма, и об обширном альпинотипном в широком смысле комплексе эндогенных процессов.

Появление магнетита при ранней серпентинизации стратиформных ультрабазитов, сочетающееся нередко с полным выщелачиванием брусита, говорит о специфике условий, которые проще всего объяснить меньшими глубинами формирования. Таким образом, характер серпентинизации приобретает значение дополнительного критерия для распознавания альпинотипных — глубинных и гипабиссальных или умеренно глубинных стратиформных ультрабазитов, что имеет не только геологическое и петрологическое, но и металлогеническое значение.

Дальнейшее углубленное петрологическое изучение серпентинизации ультрабазитов в сочетании с экспериментальными исследованиями, обязательно с учетом поведения железа, углерода и галогенов как важнейших индикаторов условий процесса, несомненно судит большие перспективы и может принести еще много новых и даже неожиданных результатов.

Литература

Афанасьев Г.Д., Карпушин В.М., Качурин В.Ф., Князева Д.Н., Миллер А.Д., Плошко В.В. Галогены и углерод в гипербазитах Беденского массива (Северный Кавказ). "Докл. АН СССР", т. 202, № 2, 1972.

Белов Н.В., Богидаева М.В. Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья. В сб. "Петрография Восточной Сибири", т. II, Изд. АН СССР, М., 1962.

Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. В сб. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". ИЛ., М., 1950.

Золотов К.К. Месторождения хризотил-асбеста в альпийских гипербазитах и закономерности размещения их в складчатых областях. Автореферат докторской диссертации, Москва-Свердловск, 1972.

Иванов О.К. Сарановский магматический комплекс на западном склоне Урала. Автореферат кандидатской диссертации, Свердловск, 1971.

Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенированных оливковых пород. В сб. "Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород". "Наука", М., 1972.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Труды Института геологии УФАИ СССР, вып. 79, Свердловск, 1966.

Малахов И.А. Геохимия хрома в ультрабазитах Урала. В сб. "Вопросы петрохимии", Л., 1969.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. "Наука", М., 1968.

Фролов С.М. Гипербазиты Южно-Воронежских сульфидных медно-никелевых месторождений и их метаморфические изменения. Автореферат кандидатской диссертации, Воронеж, 1970.

Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. В сб. "Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы". МГК, XXI сессия, докл. сов. геол., Изд. АН СССР, М., 1960.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О составе брусита в серпентинитах и методах его определения. "Докл. АН СССР", т. 186, № 2, 1969₁.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О распределении железа между сосуществующими минералами в серпентинитах Полевского района на Среднем Урале. "ЗВМО", ч. 98, вып. 4, 1969₂.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О серпентинизации ультрабазитов. В кн. "Ежегодник Института геологии и геохимии УФАИ СССР за 1969г.", Свердловск, 1970₁.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации. "ЗВМО", ч. 99, вып. 5, 1970₂.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О прямых доказательствах уве-

личения объема при серпентинизации ультрабазитов. В кн. "Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1970 г.", Свердловск, 1971₁.

✓ Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О зависимости между степенью автометаморфической серпентинизации, распределением железа между бруситом и α - хризотилом и крупностью зерен оливина в ультрабазитах. "Докл. АН СССР", т. 196, № 5, 1971₂.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Физико-химические условия серпентинизации. Доклад на I сессии Международного геохимического конгресса (в печати).

Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. О содержании и форме нахождения углерода в ультрабазитах Урала. В кн. "Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1972 г.", Свердловск, 1973.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А., Чашухина В.А. Основные проблемы петрологии гранитоидов. В кн. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов" (Материалы к симпозиуму), Свердловск, 1971.

Aumento F. Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the Mid-Atlantic Ridge. - Geol. Survey of Canada, 1970.

Boyd F.R. Hydrothermal investigations of amphiboles.- in researches in geochemistry, P.H. Abelson, ed., Willey, New-York, 1959.

Coleman R.G. Petrologic and geophysical nature of serpentinites.- Geol. Soc. of America Bull., vol. 82, № 4, 1971.

Condie E.C., Medison J.A. Compositional and volume changes accomponying progressive serpentinization of dunites from the websteradddie ultramafic body, north carolina.- Amer. Miner., vol. 54, № 7-8, 1969.

Early J.W. On chlorine in serpentitized dunite.- Amer. Miner. vol. 43, № 1-2, 1958.

Eugster H.P. Stability of hydrous iron silicates, in annual report of the director of the geophysical laboratory, carnegie inst.- Wasuington Year Book, № 55, 158-161 (1956); № 56, 161-164 (1957).

Evans B.W. and Trommsdorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the central alps: parageneses in the system CaO-MgO-SiO₂-R₂O.- Schweiz. Miner. und Petrogr. Mitt., 1970, b. 50, h. 3.

Greenwood H.I. The synthesis and stability of anthophyllite.
- G.Petrol., 1963, 4, 317-351.

Hostetler P.B., Coleman R.C., Mumpton F.A., Evans B.W.
Brucite in Alpine Serpentinities.- Amer.Mineral., vol. 51, N^o 1-2,
1966.

Johannes W. Experimental investigation of the reaction
forsterite + H₂O = serpentine + brucite.- "Contr.Mineral.Petrol.",
vol. 19, N^o 4, 1968.

Kitahara S., Tekenouchi S., Kennedy C.C. Phase relations in
the system MgO-SiO₂-H₂O at high-temperatures and pressures.- Am.
G.Sci., vol. 264, N^o 3, 1966.

Page N.J. Chemical differences among the serpentine
"Polymorphe"., -Amer.Mineral., vol. 53, N^o 1-2, 1968.

Poty B., Holland H.D. and Borcsik M. Solution-mineral equilibria
in the system MgO-SiO₂-H₂O-MgCl₂ At 500° C and 1 kbar.-Geoch.
et Cosm.Acta, vol. 36, N^o 10, 1972.

Scarfe C.M., Wyllie P.I. Serpentine dehydration curves and
their bearing on serpentinite deformation in orogenesis.-Nature,
vol. 215, N^o 5104, 1967.

Takeshi K. Experimental studies on decomposition of olivine
and crystallisation of chrysotile under hydrothermal conditions.-
Journ.Japan Assoc.Mineral.Petrol., and econ.Geologist, vol. 57,
N^o 5, 1967.

Thayer T.P. Serpentinization considered as a constant-volume
metasomatic process.-Amer.Mineral., vol. 51, N^o 5-6, 1966.

Whittaker E.I.W., Wicks F.I. Chemical differences among the
serpentine "Polymorphs": a discussion.-Amer.Mineral., vol. 55,
N^o 5-6, 1970.

Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР.

В.Р. АРТЕМОВ, Р.В. КОЛБАНЦЕВ, В.Н. КУЗНЕЦОВА

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Проблема серпентинизации сводится, в конечном счете, к

выяснению того, в каких условиях и в результате каких геологических процессов происходит серпентинизация ультраосновных пород и, в частности, асбестообразование. Главнейшими вопросами, над которыми приходится работать, чтобы приблизить решение этой проблемы, являются: диагностика и номенклатура породообразующих серпентинов, стадийность и направленность процесса серпентинизации, распространение различных серпентинов в природе, химизм процесса серпентинизации, синтез серпентинов и определение термодинамических параметров их устойчивости, источник и характер растворов при образовании серпентинов. Рамки доклада вынуждают нас ограничиться лишь кратким рассмотрением современных представлений по каждому вопросу.

Дискутировать о диагностике минералов в 70-х годах XX века не совсем удобно, учитывая наличие надежных, хорошо разработанных методов определения минералов. Тем не менее, приходится констатировать, что в настоящее время нет единства мнений в части определения некоторых серпентинов. Это объясняется, с одной стороны, известными трудностями однозначного определения серпентинов из-за малой величины и срастаний минеральных индивидов, с другой — явно недостаточным вниманием к диагностике серпентинов со стороны многих исследователей. Старые классификации серпентинов, существовавшие до 1956 г., теперь безнадежно устарели, а новые находятся в стадии разработки и не получили еще всеобщего признания. Принципиально важной для изучения проблемы серпентинизации является диагностика широко распространенных породообразующих серпентинов, поскольку от этого зависит правильность понимания процессов серпентинизации.

В основе современных представлений о минеральных видах серпентинов лежит схема классификации Уиттэкера и Зусмана (Whittaker, Zussman, 1956), с добавлением шестислойного ортосерпентина (Brindley, Knorring, 1954; Zussman, Brindley, 1957). Для практического пользования она разработана еще недостаточно, поэтому делались попытки выделения, наряду с минеральными видами, фигурирующими в указанной выше схеме классификации, их разновидностей (Месторожд. хризотил-асбеста СССР, 1967). Некоторые исследователи пытаются отстоять правомерность употребления терминов "α-" и "γ-хризотил", не приводя, однако, дос-

таточного для этого обоснования (Лашнев, 1969; Штейнберг и др., 1969).

Из множества серпентинов главнейшее петрогенетическое значение в настоящее время имеют четыре минеральные вида, четко отличающиеся друг от друга по кристаллической структуре: лизардит, антигорит, клинохризотил (или просто хризотил) и ортохризотил. В каждом из этих минеральных видов могут быть выделены разновидности, различающиеся в деталях по дифракционным свойствам и другим минералогическим признакам. Они нередко отражают определенные стадии сложного процесса серпентинизации и являются, таким образом, генетическими разновидностями. Среди лизардитов, например, следует различать серпентин с клиновидной формой кристаллов, характеризующийся, в отличие от других лизардитов, наличием отражения с межплоскостным расстоянием $3,90 \text{ \AA}$, а также сунгулит, у которого отсутствует отражение с межплоскостным расстоянием $2,24 \text{ \AA}$.

Среди хризотилов (клинохризотилов) существует, наряду с хризотилом породообразующим и хризотиловым офитом, хризотил-асбест эластичный и ломкий. Все они различаются не только степенью прочности и гибкости волокна, но и некоторыми дифракционными свойствами. Ряд разновидностей намечается и у серпентинов с ортохризотиловой структурой. Антигориты еще слабо изучены. Различные генерации их неодинаковы по морфологии индивидов и агрегатов, но заметных отличий в дифракционных свойствах таких разновидностей пока не установлено.

В зависимости от номенклатуры породообразующих серпентинов разными исследователями неодинаково представляется стадийность и направленность сложного процесса серпентинизации. Ранее, когда лизардит не выделялся, начало процесса серпентинизации связывалось либо с хризотилизацией, либо с антигоритизацией (Лодочников, 1936; Соболев, 1952; Синус и др., 1958). Артемов и Кузнецова, установив особенности распространения в гипербазитах лизардита, предложили новую схему последовательности образования серпентинов, по которой массовая серпентинизация начинается с развития петельчатого лизардита (Артемов, Кузнецова, 1966, 1969; "месторожд. хризотил-асбеста СССР", 1967). Эта схема была поддержана многими исследователями (Мардиросьян, 1967; Золов и др.,

1967; Колбанцев, 1971_{1,2}; Шагжиев, 1972), но с ней не соглашаются некоторые уральские геологи (Штейнберг, 1960; Штейнберг и др., 1969; Лашнев, 1969), считающие самой ранней стадией хризотилизацию (развитие "α - хризотила"). Ряд исследователей к числу наиболее ранних серпентинов, наряду с лизардитом, относят антигорит (Людочкинов, 1936; Мардиросьян, 1967; Золоев и др., 1967; Шагжиев, 1972). Лизардит второй генерации, выполняющий ячейки петель и замещающий реликтовые зерна оливина, в отдельных случаях предлагается считать более ранним, чем петельчатый лизардит (Немцович, 1972).

Не останавливаясь на аргументации стадийности и последовательности процесса серпентинизации, данных в других работах (Артемов, Кузнецова, 1966, 1969; Колбанцев, 1971_{1,2}, Кузнецова, Артемов, 1971 и др.), свои выводы по этому вопросу авторы настоящего доклада выразили в виде диаграммы (рис. 1). В разных массивах гипербазитов и на разных участках одних и тех же массивов отдельные стадии сложного процесса серпентинизации могут выпадать, но в целом намечается более или менее определенная последовательность образования различных серпентинов. Так, если присутствует петельчатый лизардит, то он по времени образования всегда более ранний, чем хризотил или антигорит. Хризотил-асбест образуется позже лизардита 2-й и 3-й генерации и позже игольчатого и микрозернистого антигорита, а ортохризотил - позже клинохризотила и лизардита 1-й и 2-й генераций.

Распространение минеральных видов и разновидностей серпентина в гипербазитах различных формаций изучено еще довольно слабо, что связано, главным образом, с их неверной диагностикой во всех петрографических работах, изданных до 1964-65 гг. После 1965 г. все большее и большее число исследователей начинает признавать и описывать не только хризотил и антигорит, но и лизардит, а также серпентин со структурой типа ортохризотиловой.

Проведенное до настоящего времени изучение распространения различных серпентинов позволяет утверждать, что наибольшим развитием в гипербазитах дунит-гарцбургитовой и других формаций пользуются лизардит и антигорит, причем в одних массивах преобладает первый, в других - второй, а нередко они встречаются одновременно в разных соотношениях. Хризотил (клинохризотил),

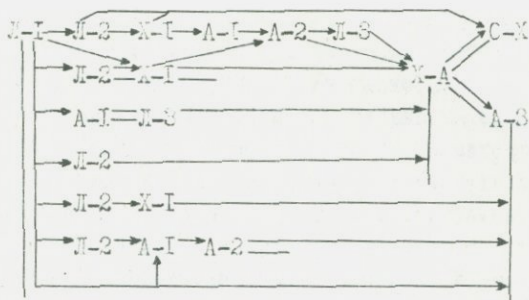


Рис. 1. Схема последовательности образования различных серпентинов в процессе серпентинизации. Л-1 - лизардит петельчатый 1-й генерации, Л-2 - лизардит изотропный и низкодвуупреломляющий 2-й генерации; Л-3 - лизардит клиновидный и жильный 3-й генерации; X-1 - хризотил породообразующий; А-1 - игольчатый антигорит 1-й генерации; А-2 - чешуйчатый и микрозернистый антигорит 2-й генерации; А-3 - антигорит лейстовидный 3-й генерации; X-A - хризотил-асбест; O-X - серпентин с ортохризотиловой структурой. Линии со стрелками - возможное направление процесса серпентинизации, линии без стрелок - завершение процесса серпентинизации.

как теперь установлено, распространен в гипербазитах несравненно меньше, чем считалось ранее. Он широко развит вдоль тектонических нарушений в асбестоносных и многих безрудных гипербазитовых массивах. Хризотилевоый офит и хризотил породообразующий в изобилии отмечаются на месторождениях хризотил-асбеста, где они предшествуют образованию последнего. Однако проявление хризотилизации не предполагает неперемного образования месторождений хризотил-асбеста, поэтому хризотил породообразующий и хризотилевоый офит распространены все же значительно шире, чем хризотил-асбест. О распространении хризотил-асбеста, его содержаниях в

рудах и закономерностях размещения залежей написано много статей и монографий как в СССР, так и за рубежом ("Месторожд. хризотил-асбеста СССР", 1967; Ыйсеев и др., 1969; Колбанцев, 1971₁ и др.).

Менее всего изучен вопрос о поведении в гипербазитовых массивах ортохризотила и близкого к нему по структуре шестислойного ортосерпентина. В альпийских гипербазитах, в частности, в пределах месторождений хризотил-асбеста, в форме жилков нередко отмечается унстит, который является одним из самых поздних серпентиновых минералов. Он обнаружен также в серпентинах из зон хризотилизации. На Основной залежи Джетыгаринского месторождения серпентиниты, в составе которых присутствует ортохризотил, приурочены к участкам кальциевого метасоматоза (диопсидизации).

Зональность в размещении различных по составу серпентинитов, диагностируемых с учетом новой классификации, освещалась неоднократно в литературе (Мардиросьян, 1967; "Месторожд. хризотил-асбеста СССР", 1967; Артемов и др., 1969; Колбанцев, 1971₂) и в общем виде на месторождениях хризотил-асбеста выражается в смене следующих типов горных пород (от наименее измененных к сильно измененным): 1) частично серпентинизированные (лизардитизированные или лизардитизированные + антигоритизированные) перидотиты и дуниты; 2) серпентиниты с ядрами перидотитов, сложенные лизардитом, лизардитом + хризотилом или лизардитом + хризотилом + антигоритом, обычно асбестоносные; 3) серпентиниты существенно лизардитовые или хризотил-лизардитовые массивные; 4) серпентиниты хризотил-лизардитовые и существенно хризотилловые, перемежные и сланцеватые; 5) серпентиниты существенно антигоритовые перекристаллизованные; 6) сталькованные серпентиниты и тальк-карбонатные породы.

Химизм серпентинизированных гипербазитов изучался многими исследователями с давних пор и неоднократно освещался в литературе (Соболев, 1952; Пинус и др., 1958; Штейнберг, 1960; Малахов, 1966; Hostetler et al., 1966; Артемов и др., 1969 и мн. др.). Штейнберг (1960) высказал идею о существовании двух типов изменения гипербазитов при серпентинизации - изохимического, характерного для массовой серпентинизации, и аллохимического - с нарушением состава первичных гипербазитов, происходящего в локаль-

ных зонах интенсивной циркуляции растворов. Расчеты миграции элементов показывают, что в одних случаях соотношение главных элементов при серпентинизации гипербазитов действительно не меняется (Штейнберг, 1960; Hostetler et al., 1966), в других - наблюдается привнос кремния (или вынос магния) и вынос железа (Штейнберг и др., 1969; Кузнецова, Артемов, 1971).

Для выбора методов расчета баланса вещества при серпентинизации важно знать величину и знак объемных эффектов. К сожалению, несмотря на многочисленные дискуссии, до сих пор надежно не доказано ни увеличение объема пород при серпентинизации, ни его сохранение или уменьшение, поэтому расчеты отражают скорее взгляды авторов, чем природные явления.

В свете современных представлений о стадийности процесса серпентинизации в настоящее время нельзя делать расчеты, характеризующие массовую или локальную серпентинизацию вообще. Очевидно, надо всякий раз стремиться увязывать расчеты с конкретными стадиями серпентинизации, поскольку интересно знать не только суммарное изменение состава гипербазитов, но и, в меньшей степени, изменение его от одной стадии к другой. Непосредственные наблюдения за взаимоотношением конкретных минералов, отражающих отдельные стадии серпентинизации, помогают правильно решать вопрос об объемных эффектах и соответственно выбирать методы расчета баланса вещества. Вынос и переотложение основных компонентов при серпентинизации несомненно имели место, особенно на поздних стадиях, о чем свидетельствуют жилы и прожилки различных серпентинов, а также уменьшение содержания железа в стадию хризотилизации, устанавливаемое даже простым сопоставлением химических анализов. Видимо, можно говорить о некотором выносе и в начальную стадию серпентинизации - при петельчатой лизардитизации (Колбанцев, 1971₁).

Синтез серпентинов из окислов или при обработке водой и растворами природных оливинов и пироксенов проводился многократно, но не все из них давали желаемые результаты. Впервые искусственный серпентин, достаточно надежно определенный, получили Яндер и Вурер (Jander, Wuhrer, 1938) и Боуэн и Таттл (1950). Однако, ценность этих опытов ограничена, поскольку в настоящее время, когда доказано наличие нескольких структурных модификаций

серпентина и многостадийность процесса серпентинизации, важно знать, какой минеральный вид был синтезирован.

Большинство опытов по синтезу серпентинов из окислов было направлено на получение хризотила и здесь действительно достигнуты определенные успехи. Установлено, что хризотил образуется в широком интервале температур и давлений – от комнатных условий до 400°C и 2000 атм (Федосеев и др., 1966). Были получены магнезиальные, никелевые и кобальтовые хризотилы. Специальные опыты проводились по изучению влияния pH на кристаллизацию синтетического серпентина. Они показали, что он может кристаллизоваться при значениях $\text{pH} = 6\text{--}11$. Если $\text{pH} > 11$, то реакция до конца не проходит, а если $\text{pH} < 6$, то серпентин вообще не образуется (Федосеев и др., 1966).

Важные для понимания условий образования различных серпентинов опыты были проведены в последние годы во ВСЕГЕИ и Институте химии силикатов (Артемов и др., 1968; Корыткова, Макарова, 1971). Во ВСЕГЕИ были впервые получены искусственные лизардит и хризотил, а в ИСХ, кроме того, и антигорит. Лизардит был получен действием на пироксен-оливиновый порошок, отвечающий составу гарцбургита, дистиллированной водой, а хризотил – децинормальным KOH. И лизардит, и хризотил были получены при температурах 275 и 350°C и давлениях соответственно 6I и 159 атм (Артемов и др., 1968). При обработке оливинового порошка раствором NaOH с добавлением жидкого стекла в серебряном тигле возникала своеобразная метасоматическая колонка, состоящая из зоны неизмененного оливина в придонной части тигля, сменяющейся выше зоной частично, а затем полностью антигоритизированного оливина, переходящей, в свою очередь, в пленку из хризотила на границе порошка с раствором (Корыткова, Макарова, 1971). Опыты позволяют сделать вывод о том, что решающим фактором при образовании различных структурных модификаций серпентина являются не температура и давление, а состав растворов, в частности, их щелочность – кислотность. Лизардит, судя по опытам, кристаллизуется в слабо кислой или нейтральной, хризотил – в щелочной и антигорит – в умеренно щелочной среде. Фактором образования антигорита является, возможно, дефицит воды в растворах или какие-либо другие, еще неизвестные причины.

Вопрос об источнике и характере растворов - один из наиболее сложных и дискуссионных в проблеме серпентинизации. В течение длительного времени он обсуждается в литературе, но все еще далек от удовлетворительного разрешения. Последовательные сторонники аутометаморфической гипотезы серпентинизации гипербазитов считают, что вся вода не только при массовой серпентинизации, но и при локальном асбестообразовании выделяется из гипербазитовой магмы при ее остывании (Лодочников, 1936; Золоев и др., 1967). Многие из сторонников аутометаморфизма допускают заимствованные воды из окружающих пород при внедрении гипербазитовой магмы в верхние горизонты земной коры. При этом асбестообразование одни из этих исследователей связывают с аутометаморфизмом (Hess, 1933), а другие отрывают его от массовой серпентинизации и считают процессы аллометаморфическими ("Месторожд. хризотил-асбеста СССР", 1967; Соболев, 1952, 1971). Идея двухфазной серпентинизации гипербазитов в настоящее время имеет, пожалуй, наибольшее количество сторонников. В последние годы делаются попытки увязать традиционные фазы ауто- и аллометаморфизма со стадийностью серпентинизации (Артемов, Кузнецова, 1966, 1969; Колбанцев, 1971₂; Мардиросьян, 1967; Артемов и др., 1969). Надо сказать, что при таком подходе выявляется слабость позиций ортодоксальных сторонников аутометаморфизма, а также непосредственность тех сторонников аутометаморфизма, которые допускают заимствование воды из окружающих пород при массовой серпентинизации. Если основная часть воды заимствуется из вмещающих пород при температурах ниже 400-450⁰С, то, очевидно, такую серпентинизацию уже нельзя называть аутометаморфической, поскольку аутометаморфизм предполагает изменение пород под действием собственных растворов той или иной магмы. Изучение структур серпентинизированных гипербазитов приводит к выводу о наложенном характере всех типов серпентинизации, начиная с наиболее раннего - петельчатой лизардитизации.

Гипербазиты - крайне чувствительные к процессам гидратации породы и они серпентинизируются тем интенсивнее, чем более обводненной является среда, в которую они попадают. Поскольку внедрение альпинотипных гипербазитов происходит в геосинклинальных условиях, то массовой серпентинизации они подвергаются, естественно, в раннюю стадию своего становления при достижении температуры ни-

же 400–450°C. Исключительно широко распространенным минеральным видом серпентинов в гипербазитах всех регионов является петельчатый лизардит, который и фиксирует везде первую стадию серпентинизации. Однообразие этого типа серпентинизации в разных регионах свидетельствует об идентичности источника растворов, которым всюду служат, вероятнее всего, обводненные вмещающие породы. Постоянство растворов по содержанию водородных ионов служит дополнительным доказательством однообразия их источника и противоречит в то же время предположению об их ювенильной природе. Гидротермальные растворы, как известно, эволюционируют с изменением щелочности–кислотности и образуют жильные выполения, иногда значительной мощности, чего нельзя сказать о растворах, вызывающих петельчатую лизардитизацию.

Образование наиболее ранних генераций антигорита некоторые исследователи связывают с автотематоморфизмом гипербазитов (Лодочников, 1936; Золоев и др., 1967; Мардиросьян, 1967; Шагжиев, 1972). Мы не можем присоединиться к этому мнению, во-первых, потому, что антигорит, если он присутствует в породах совместно с петельчатым лизардитом, никогда не бывает более ранним, во-вторых, потому, что антигоритизация в гипербазитах проявлена далеко не всегда и явно тяготеет к районам интенсивного проявления гранитоидного магматизма или же к районам метаморфизма фации глаукофановых сланцев, т.е. к таким районам, где повышение щелочности растворов, как одно из условий антигоритизации, становится массовым.

Неясным остается источник растворов при образовании изотропного или низкодвуупреломляющего лизардита 2-й генерации, обычно предшествующего образованию антигорита. Одни исследователи склонны связывать его кристаллизацию с действием гидротерм гранитоидных интрузий, вызывающих также метаморфизм вмещающих гипербазиты осадочных толщ, другие придают решающую роль метаморфогенным растворам (Бейсеев и др., 1969; Немцович, 1972), третьи считают его даже автотематоморфическим (Лодочников, 1936; Золоев и др., 1967). Последняя точка зрения едва ли имеет под собой основание, а вот две первые при их дальнейшей разработке и конкретизации окажутся, по-видимому, близкими.

Хризотиллизацию и образование месторождений хризотил-асбеста большинство исследователей связывает с воздействием на гипер-

базиты гидротерм гранитоидных интрузий независимо от того, обнажаются ли они в районах асбестовых месторождений или нет (Соболев, 1952; Артемов, Кузнецова, 1966, 1969; Мардиросьян, 1967; Штейнберг и др., 1969). Само по себе наличие гранитоидов, особенно крупных массивов батолитового типа, обнажающихся на уровне современного эрозионного среза, мало влияет на локальное размещение месторождений хризотил-асбеста, поэтому источник растворов приходится отодвигать в более глубокие горизонты земной коры. Асбестовые месторождения Тувы и Саян не обнаруживают пространственной связи с гранитами. В то же время все крупные и средние месторождения хризотил-асбеста Урала находятся на его восточном склоне, где интенсивно проявлен гранитоидный магматизм, и отсутствуют в пределах центральной осевой части Урала и на западном склоне, где крупные интрузии гранитоидов не известны.

Стадийность процесса серпентинизации, установленная на месторождениях хризотил-асбеста, хорошо увязывается с эволюцией гидротермальных постмагматических растворов, отделяющихся от гранитоидных магм. На самой ранней стадии растворы были нейтральными или слабо кислыми, что вызвало образование лизардита 2-й генерации, затем щелочность повышалась, благодаря чему становилась возможной кристаллизация вначале хризотила породообразующего и хризотилового офита, а затем хризотил-асбеста. Антигоритизация, связанная также с воздействием гидротерм гранитоидных интрузий, имела место лишь на тех месторождениях, где создавались благоприятные для нее условия, а ортохризотилизация отвечает, по-видимому, стадии повышения кислотности, свойственной заключительным этапам процесса серпентинизации. Почти на каждом месторождении хризотил-асбеста была проявлена стадия интенсивного поступления углеродистых соединений, которая вблизи осевых линий разломов результируется образованием тальк-карбонатных пород, а в серпентинах, вероятно, образованием лизардита 3-й генерации, шнуры и жилки которого иногда отчетливо замещают антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты. В пользу вывода о повышении, а затем понижении щелочности растворов свидетельствуют данные о понижении, а затем повышении окислительно-восстановительного потенциала, об относительной величине которого можно судить по соотношению окисного и закисного железа в серпентинах, обра-

зующихся в различные стадии. Если связывать происхождение хризотил-асбеста с более поздними, чем граниты, метаморфогенными растворами, как это делают некоторые казахстанские геологи (Бейсеев и др., 1969), то отмечанная эволюция растворов становится трудно объяснимой.

Говоря в целом о современном состоянии проблемы серпентинизации, можно отметить определенный прогресс в изучении ряда вопросов в течение последних лет, но они нуждаются, естественно, в дальнейшей разработке.

Литература

Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации. В кн. "Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании". М., "Недра", 1966.

Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинитов. В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. 2, Свердловск, 1969.

Артемов В.Р., Чернорук С.Г., Шитов В.А., Дубик О.Ю. Опыт искусственной серпентинизации перидотита. "Зап. Всесоюзн. минер. общ.", вып. 6, ч. 97, 1968.

Артемов В.Р., Золоев К.К., Кудрявцев В.Н., Кузнецова В.Н. Некоторые типы зональности месторождений асбеста. Тр. 2-й конференции по околорудному метасоматозу, т. 2, Л., 1969.

Бейсеев О.Б., Бок И.И., Будаев М.М., Бурд Г.И., Ведерников Н.Н., Есенов Ш.Е., Кругляков Ю.И., Лысов В.И., Мендельсон Е.М. Вопросы перспективной оценки асбестоносности Казахстана. ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1969.

Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO - SiO_2 - H_2O$. В кн. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". Изд-во ин.лит. М., 1950.

Золоев К.К., Шамина М.Я., Медведева Т.Н., Бахтиярова З.В. Особенности изучения гипербазитовых комплексов в связи с детальным прогнозированием асбестоносности. В сб. "Материалы к I-й Уральской конференции молодых геологов и геофизиков", Свердловск, 1967.

Колбанцев Р.В. Лизардит в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области. "Докл. АН СССР", т. 200, № 5, 1971₁.

Колбанцев Р.В. Зональность Актотракского месторождения хризотил-асбеста и оценка асбестоносности ультраосновных массивов Западной Сибири и Тувы. В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых", Л., 1971₂.

Корыткова Э.Н., Макарова Т.А. Экспериментальное изучение процесса серпентинизации оливина. "Докл. АН СССР", т. 196, № 4, 1971.

Кузнецова В.Н., Артемов В.Р. О серпентинизации дунитов платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых", Л., 1971.

Лашнев И.М. Электронномикроскопическое и микрофракционное изучение серпентиновых минералов в основных типах серпентинитов Киембайского массива. В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. 2, Свердловск, 1969.

Лодочников В.Н. Серпентины, серпентиниты ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Института геологии УФАН СССР, вып. 79, 1966.

Мардиросьян А.Н. К вопросу о зональности Баженовского асбестоносного поля. В сб. "Материалы к I-й уральской конференции молодых геологов и геофизиков", Свердловск, 1967.

Месторождения хризотил-асбеста СССР. Сб. под ред. П.Н. Татаринова и В.Р. Артемова. М., "Недра", 1967.

Немцович В.М. Метаморфизм интрузий офиолитовых поясов Алтае-Саянской области. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 17, 1972.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1952.

Соболев Н.Д. Формации и фации ультраосновных пород и их хромитоносность. В сб. "Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты". М., 1971.

Федосеев А.Д., Григорьева Л.Ф., Макарова Т.А. Волокнистые силикаты. Природные и синтетические асбесты. М.-Л., "Наука", 1966.

Шагжиев К.Ш. Геология и петрография Парамского и Шаманского гипербазитовых массивов. Автореф. канд. дисс., Томск, 1972.

Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. В сб. "Доклады советских геологов на 21 сессии МГК, проблема 13", 1960.

Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Булькин Л.Д., Чашухин И.С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала", т. 2, Свердловск, 1969.

Brindley G.W., Knorring O. A new variety of antigorite (orthoantigorite) from Unst., Shetlands. "Amer.min.", vol. 39, № 9-10, 1954.

Hess H.H. The problem of serpentinization and the origin of certain, chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. "Econ. Geol.", vol. 28, № 7, 1933.

Hostetlerler P.B., Coleman R.G., Mupton F.A., Evans B.W. Brucite in alpine serpentinites. Amer.Minerral., vol. 51, № 1-2, 1966.

Jander W., Wuhrer I. Hydrothermale Reaktionen. Die Bildung von Magnesiumhidrosilikaten. "Z. anorg.und allgem.Chem"., Bd.235, Hf.4, 1938.

Whittaker E.J.V., Zussman J. The characterisation of serpentine minerals by X-ray diffraction. "Mineral. Mag.", vol. 31, № 233, 1956.

Zussman J., Brindley G.W. Serpentine with 6-layer orthohexagonal cells. "Amer. Mineral.", vol. 42, № 9-10, 1957.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ).

Н.В. ПАВЛОВ

ПРОЦЕССЫ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ
ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ НА ПРИМЕРЕ ХРОМИТОВ

проблема генезиса ультраосновных пород является в настоя-

щее время весьма актуальной в связи с тем, что возрос интерес к познанию состава и строения глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии Земли. Не менее важное значение она имеет и для практической геологии, для научно обоснованных эффективных поисков полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами. Генезис хромитов невозможно рассматривать в отрыве от процессов формирования гипербазитов, поскольку они являются составной частью серии их петрографических разновидностей. Прежде, чем приступить к рассмотрению процессов формирования хромитовых месторождений в истории образования гипербазитов, необходимо обобщить все имеющиеся фактические данные для того, чтобы положить их в основу такого рассмотрения.

Обобщение фактических данных

Хромитовые месторождения известны как на платформах, так и в геосинклинальных областях. В зависимости от нахождения их в тех или иных условиях различается их химический и минеральный состав, морфология рудных тел и принадлежность рудоносного массива к той или иной петрографической формации или субформации.

Массивы ультраосновных пород приурочены к зонам глубинных разломов. В геосинклинальных областях глубинные разломы имеют разный масштаб и, возможно, разную глубину заложения. Различаются региональные разломы, отделяющие тектонические структуры первого порядка (эвгеосинклинали и миегеосинклинали и др.), и разломы, размещающиеся внутри или на крыльях таких структур. Выделяются также длительно и относительно коротко живущие разломы. В зависимости от характера разломов, являющихся магмоподводящими каналами для интрузивов, происходит поступление различного объема и, вероятно, по составу порций магматического расплава. С "долгоживущими" разломами связаны значительные по масштабам и более дифференцированные интрузивы. В "короткоживущие" разломы постулают порции магмы относительно более однородного состава.

Из всех известных петрографических формаций и субформаций, содержащих ультрабазиты, хромитоносными являются: а) перидотит-ортопироксенит-норитовая - на платформах и щитах; б) перидотитовая и габбро-норит-гарцбургитовая формации, развитые в геосин-

клинальных областях. В перидотитовой формации по наличию и количественному соотношению входящих в интрузив пород выделяются следующие субформации: 1 - гарцбургитовая, 2 - дунит-гарцбургитовая, 3 - дунит-троктолит-гарцбургитовая, 4 - дунит-лерцолит-гарцбургитовая, 5 - пироксенит-гарцбургитовая.

В непромышленных концентрациях хромшпинелиды известны в следующих формациях: дунит-клинопироксенитовой (платиноносной), пикрит-диабазовой (пикрит-долеритовой) - сульфидоносной с металлами группы платины, кимберлитовой (алмазоносной) и дунит-клинопироксенит-ийолитовой (редкометальной).

Совместное нахождение в пределах одного интрузивного тела месторождений хрома, железа и титана, платины, сульфидов никеля и меди известно только в платформенных условиях, где эти месторождения связаны с перидотит-ортопироксенит-норитовой формацией. В геосинклинальных областях месторождения хромитов связаны с интрузивами, в которых отсутствуют промышленные месторождения вышеперечисленных металлов. Эта особенность указывает на различную дифференциацию вещества мантии еще в подкорových условиях. Можно предполагать, что такая дифференциация идет по двум направлениям: а) мантийное вещество разделилось на ультраосновной магматический расплав с главной концентрацией в нем хрома и более кислый - базальтовый расплав, в котором сконцентрировались титан, железо, платина, медь и другие элементы. В земную кору обособленные ультраосновной и основной расплавы поступали раздельно; б) существенного разделения мантийного субстрата не произошло; все указанные элементы находились в общем магматическом расплаве, интродуцировавшем в земную кору и здесь раздифференцировались.

Формы интрузивных тел находятся в зависимости от тектонических структур вмещающих отложений. Различается несколько морфологических типов интрузивов - факолиты, лакколиты, силлы, пластообразные интрузивные залежи. Для хромитоносных массивов не характерны дайковые тела.

Намечается различная глубина становления интрузивов - меньшая на платформах и щитах и большая в геосинклинальных областях. В условиях платформ и щитов становление интрузивов происходит в более спокойной обстановке в сравнении с условиями кристаллиза-

ции интрузивов в геосинклинальных областях.

В промышленно-хромитоносных геосинклинальных формациях (и субформациях) рудные скопления в главной своей части кристаллизуются позже основной массы ультраосновных пород, слагающих интрузив.

В промышленно-хромитоносной платформенной формации (гарцбургит-ортопироксенит-норитовой) рудные скопления формируются на ранних стадиях кристаллизации путем сегрегации.

Незначительные по масштабам (непромышленные) концентрации хромитов в долерит-пикрит-диабазовой платформенной субформации находятся в тесной пространственной связи с обособлениями сульфидных медно-никелевых руд, содержащих платиноиды.

В большинстве геосинклинальных хромитоносных интрузивов наиболее широко развиты гарцбургиты, менее развиты или отсутствуют лерцолиты и верлиты. Дуниты резко подчинены гарцбургитам и только в высокопродуктивных массивах они имеют заметное развитие и находятся в тесной связи с обособлениями руд.

В распределении петрографических фаций в геосинклинальных ультраосновных массивах нередко наблюдается вертикальная зональность — более кислые разности основных и ультраосновных пород размещаются в верхних частях массива, а более ультраосновные—в глубоких его частях. Иногда в размещении пород наблюдается так называемая асимметричная зональность, когда близ подводящего канала обособляются дуниты и дунит-гарцбургитовый комплекс, а в удалении от него—перидотиты, троктолиты или плагиоклазсодержащие перидотиты.

В хромитоносных интрузивах геосинклинальных областей высокоглиноземистые хромитовые руды обычно размещаются в петрографических формациях, расположенных в верхних, либо удаленных от подводящего канала частях интрузива, высокохромистые—в породах более глубоких зон.

В ряде интрузивов устанавливается, что более железистые разности оливинов тяготеют к апикальным частям интрузива или к его периферии, а менее железистые и высокомагнезиальные — к более глубоким горизонтам.

Хромшпинелиды, так же как и породообразующие минералы, имеют свои специфические составы в каждой петрографической формации. Для каждой породы, входящей в петрографические комплексы

того или иного интрузива, породообразующий оливин и акцессорный хромшпинелид также имеют свои специфические черты химического состава.

В породах дунит-гарцбургитовой, собственно гарцбургитовой и дунит-троктолит-гарцбургитовой субформаций, а также в рудах габбро-норит-гарцбургитовой формации четко наблюдаются следы течения, представленные линейным и плоскостным расположением силикатных и рудных зерен или же чередованием уплощенных линз дунитов, перидотитов и рудных обособлений. Мощность рудных и нерудных обособлений весьма различна.

Структурно-текстурные особенности ультраосновных пород и руд свидетельствуют о различном ходе их кристаллизации и различных условиях формирования.

Гарцбургиты. Часто содержат зерна оливинов и пироксенов двух семейств разной крупности. Размер зерен крупного семейства I-5 мм, мелкого - доли мм. Иногда это выражено порфирированностью породы, часто затушеванной серпентинизацией. Порядок выделения минералов в обоих семействах одинаков: оливин-пироксен (ромбический) - акцессорный хромшпинелид, завершающий кристаллизацию.

Лерцолиты. Порядок выделения минералов тот же, что и в гарцбургитах, но после оливина и ромбического пироксена кристаллизуется моноклинный пироксен. Завершает кристаллизацию акцессорный хромшпинелид.

Дуниты. Оливин кристаллизуется ранее и одновременно с акцессорным хромшпинелидом. Хромшпинелид хотя всегда идиоморфный по отношению к оливину, но размещается на стыках зерен оливина и очень редко включен в оливин.

Гарцбургиты сарановского типа. Отличаются порядком кристаллизации в сравнении с гарцбургитами перидотитовой формации. Оливин кристаллизуется также первым, но далее выделяется хромшпинелид, а завершает кристаллизацию ромбический пироксен. В малых количествах иногда присутствует и моноклинный пироксен, который выделяется совместно с ромбическим пироксеном.

Троктолиты дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации. Количественные соотношения оливина и плагиоклаза варьируют от почти чистых плагиоклазитов до почти чистых дунитов. Хромшпинелид акцессорный включается как в оливин, так и в плагиоклаз, далее выделяется оливин или оливин совместно с плагиоклазом.

Оливиновое и безоливиновое габбро кристаллизуется по обычной долеритовой схеме. В сарановских габброидах, хотя и редко, но встречаются акцессорные хромшпинелиды, что указывает на непосредственную связь с перидотитами. Отношения хромшпинелидов с породообразующими минералами не ясны.

В гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации (стратиформные интрузии платформ) кристаллизация гарцбургитов и плагиоклаз-содержащих гарцбургитов идет в такой последовательности: хромшпинелид-оливин, ромбический пироксен - плагиоклаз.

Хромитовые руды. Хромитовые руды характеризуются исключительно большим разнообразием текстур. Их можно условно разделить на следующие типы: а) вкрапленные и массивные почти сплошные руды, б) атакситовые и этакситовые руды и в) мелкозернистые с величиной зерен от долей до 1-1,5 мм и средне- и крупнозернистые от 2-х до 5 и более миллиметров. В самостоятельную группу могут быть отнесены нодулярные, орбикулярные и пятнистые руды. Поскольку хромитовые руды первично в своем большинстве состоят из двух минералов - хромшпинелида и оливина, то структурно в них можно различать ряд сочетаний (структурных типов).

Вкрапленные руды. Идиоморфные зерна хромшпинелидов как бы цементируются такой же величины и более мелкими изометрическими зернами оливина.

Густовкрапленные руды (наиболее характерные промышленные руды в больших скоплениях). Идиоморфные зерна хромшпинелидов цементируются менее крупными зернами оливина, т.е. оливин завершает кристаллизацию. Аллотриоморфные зерна хромшпинелидов и оливинов, указывают, вероятно, на одновременную кристаллизацию.

Массивные почти сплошные руды. Панидиоморфнозернистая структура. Оливин завершает кристаллизацию.

Нодулярные руды. Каплевидные обособления хромшпинелидов в оливиновой породе. Кристаллизация нодули шла от периферии к центру.

Вкрапленные руды сарановского и хабарнинского типа. Оливиновые зерна или их агрегаты изометрической формы окружены мелкими, до 1 мм и менее, зернами идиоморфного хромита. Зерна хромшпинелидов плотно примыкают друг к другу.

Для хромитоносных массивов геосинклинальных областей харак-

терны резко уплощенные шпирь и линзы, вытянутые в одном направлении, часто сгруппированные и кулисообразно заходящие одно по отношению к другому, жилоподобные тела и реже — маломощные жилы. Жильные тела сопровождают шпирь и линзы. Артеритовые выделения представляют собой выположение массивными и густовкрапленными рудами трещин и полостей в зонах грубого брекчирования вмещающих пород. Для высокоглиноземистых руд иногда характерны караваеобразные мощные, но малопротяженные тела. Реже встречаются гнезда с постепенными переходами к вмещающим породам. Для стратиформных интрузий платформ — протяженные маломощные псевдослои.

В большинстве случаев контакты рудных тел с вмещающими породами четкие, резкие. Реже в зоне контакта имеются постепенные переходы, но на весьма небольшом интервале. Кроме разрежения рудных зерен в силикатной породе наблюдается и уменьшение размера зерен.

В строении некоторых отдельных крупных рудных тел намечается зональность, выражающаяся как в размещении текстур руд, так и в изменениях химического состава рудообразующих хромшпинелидов. Периферические части таких тел сложены различной густоты вкрапленными рудами с изменчивой величиной зерен хромшпинелидов. Здесь характерны атакситовые и этакситовые, а также нодулярные текстуры руд. Внутренние части этих тел обычно состоят из густовкрапленных и почти массивных руд, размер зерен хромшпинелидов заметно крупнее, а их распределение в руде более равномерное. Рудообразующие хромшпинелиды внешней зоны рудного тела содержат несколько больше закиси железа и окиси алюминия в сравнении с внутренними частями рудного тела, т.е. устанавливается скрытая симметрическая зональность.

Рудообразующие хромшпинелиды сложнодифференцированных хромитоносных интрузивов геосинклинальных областей характеризуются большим разнообразием химического состава (Павлов, 1949; Павлов и др., 1968; Павлов, Григорьева-Чупрыкина, 1973).

Колебания в содержании шпинелеобразующих окислов в хромшпинелидах слабодифференцированных интрузивов незначительны.

Состав акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов по главным шпинелеобразующим окислам в пределах каждого хромитоносного интрузива различен. В большинстве случаев акцессорные хромшпинели-

лиды отличаются от рудообразующих несколько повышенным содержанием железа и алюминия за счет уменьшения магния и хрома.

Содержание малых примесей титана и ванадия в хромшпинелидах пород и руд различных ультраосновных формаций находится в прямой зависимости от их железистости. Содержание окиси титана в хромшпинелидах дунит-гарцбургитовой и дунит-троктолит-гарцбургитовой хромитоносных субформаций минимальное, обычно около 0,01-0,20%, в хромшпинелидах из пород перидотит-габбро-норитовой субформации (Сарановский массив) повышается до 0,36-1,71%. В хромшпинелидах из платиноносной дунит-клинопироксенитовой формации содержится 0,25-0,85% окиси титана. Распределение ванадия подобно распределению титана, но содержания его меньше в сравнении с содержанием титана.

Содержания окисей никеля и кобальта в хромшпинелидах составляет 0,01-0,20%. В перидотитовой формации установлено, что в более железистых акцессорных хромшпинелидах содержание $\text{CaO} > \text{NiO}$, а в рудообразующих - наоборот.

Химический состав породообразующих минералов показывает, что кристаллизация пород в интрузивах происходила из расплава различного состава, который, вероятно, был гетерогенным и эволюционировал во времени, если учесть эпигенетические отношения между отдельными породами. Обычно высокая степень серпентинизации ультраосновных пород хромитоносных интрузивов геосинклинальных областей затрудняет непосредственное сопоставление данных анализов химического состава этих пород. Существующие методы пересчета анализов (Заварицкий, Кузнецов, Соболев и др.), а также пересчет на безводное вещество отражают первичный состав породы весьма приблизительно и не освобождают от возможных погрешностей. Наиболее объективные сведения могут быть получены при сопоставлении химического состава реликтов породообразующих минералов, в особенности оливина и пироксена. Хорошими индикаторами служат также и составы акцессорных хромшпинелидов. Предварительные данные показывают, что в геосинклинальных хромитоносных массивах перидотитовой формации содержание фаялитового компонента в оливинах из разных пород и руд различается: оливин из хромитовых руд содержит минимальное количество фаялитового компонента (1,5-5,0%). Околорудные дуниты и дуниты рудоносных комплексов содержат его несколько больше (5-8%), гарцбургиты - еще больше (7-10%).

Троктолиты и оливиновое габбро из дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации содержат фаялитового компонента в оливине в количестве от 8 до 23%. Для оливинов перидотит-ортопироксенит-норитовой платформенной хромитоносной формации характерно весьма высокое содержание фаялитового компонента (10-53%).

Рудное вещество поступало в рудоносные зоны интрузивов с некоторых глубин в уже концентрированном виде. Об этом свидетельствует совокупность признаков: форма рудных тел; резкость контактов рудных тел с вмещающими породами; текстуры пород и руд, отражающие перемещение вещества; различные составы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов и оливинов во вмещающих породах и рудах.

Этапы формирования магматических расплавов пород и хромитовых руд и процессы становления интрузивов и рудных обособлений

Все магматические месторождения и, в частности, хромиты связаны с интрузиями не кислого оливинового габбро и поэтому отпадает вопрос о связи их с палингенными магмами. Глубинный источник вещества ультраосновных пород и хромитовых месторождений не вызывает сомнения. Поступление вещества идет по разломам из подкоровых глубин. Важную роль в формировании тектонических структур и питания магматических очагов играет установленный геофизиками на глубинах 60-250 км астеносферный слой, где вещество пластично (Гутенберг, 1964). По существующим представлениям подкоровый мантийный субстрат отвечает промежуточному составу - перидотит-базальт. Если исходить из гипотезы метеоритного образования Земли, то это вещество ближе всего по составу сопоставимо с каменными метеоритами (Виноградов, 1961). В таком веществе основная часть хрома связана с закисным железом в виде шпинелида состава $FeO \cdot Cr_2O_3$. Формационный анализ интрузивов, содержащих породы ультраосновных комплексов, позволяет предполагать два способа образования магматических расплавов, возникающих в результате плавления подкорового вещества. В первом случае происходит дифференциация вещества по типу зонной плавки с выделением лег-

коплавкой составляющей и образованием твердого остатка ультраосновного состава, где главным образом и концентрируется хром (Виноградов, 1961). Второй способ предполагает полное плавление мантийного вещества без остатка твердой фазы. В расплав переходит и хром и все другие металлы. В первом способе предполагается, что ультраосновные породы и хромитовые руды поступают в земную кору в твердом состоянии. Рассмотрим, какого же состава породы и хромитовые руды должны поступать в земную кору, если они представляют твердый остаток после зонной плавки. Для этой цели интересно сопоставить химические составы минералов каменных метеоритов, перидотитов, дунитов и хромитов. По данным Банча и др. (Bunch et al., 1967) в оливинах из каменных метеоритов содержится 17-31% фаялитового компонента, тогда как в оливинах из перидотитов, дунитов и хромитовых руд ультрабазитов складчатых областей этого компонента содержится только 2-9%. Ромбические пироксены каменных метеоритов также значительно богаче железом. Особенно наглядны различия в составах хромшпинелидов. По многочисленным определениям химического состава хромшпинелидов в каменных метеоритах, произведенных Банчем с соавторами, устанавливается, что их формула выражается в виде $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O Cr}_2\text{O}_3$. При этом в элементарной ячейке кристаллической решетки только до одного атома из восьми возможных принадлежит магнию. Кроме того эти хромшпинелиды очень бедны алюминием.

Хромшпинелиды из ультрабазитов имеют совершенно иной состав. Формула их $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$. При этом магний обычно преобладает над двухвалентным железом, а содержание алюминия часто очень высокое.

Приведенное сравнение показывает, что перидотиты, дуниты и хромитовые руды не могут рассматриваться как тугоплавкий остаток после плавления хондритов по способу зонной плавки, так как в последнем случае состав пород и породообразующих минералов должен быть значительно более железистым. Такое резкое различие в составах минералов скорее указывает на полный переход хондритового вещества в расплав и последующую его дифференциацию. На это же указывают и многочисленные геологические данные, такие, например, как зональное размещение пород в интрузиве, иногда наличие активных интрузивных контактов с вмещающими по-

родами, определенный, но различный состав породообразующих минералов для каждой из разновидностей ультраосновных пород, тесная связь состава рудообразующих хромшпинелидов с составом материнских пород, наличие в интрузиве нескольких хромитоносных горизонтов с рудами разного химического состава и т.д. Итак, значительно, больше данных за то, что в волноводе Гутенберга происходит полное плавление мантийного вещества.

В геосинклинальных областях такой расплав еще в подкоровых условиях дифференцируется в жидком состоянии, на что указывает отсутствие совместного нахождения месторождений хромитов и железо-титан-ванадиевых руд в пределах одного интрузива и раздельное поступление магматических расплавов основного и ультраосновного состава в земную кору. На платформах и щитах дифференциация магматического расплава идет преимущественно в камере плутона как в жидком состоянии, так и в процессе кристаллизации. Формирование месторождений хромитов, как впрочем и других руд, в таких интрузивах обязано, главным образом, кристаллизационной дифференциации при участии сил гравитации. Для геосинклинальных областей механизм формирования интрузивов и хромитовых руд представляется следующим. Как уже указывалось, магматический расплав дифференцируется еще в жидком состоянии в подкоровых условиях. Вероятно, эта дифференциация идет на той стадии, когда зарождаются "жидкие молекулы". Такие элементы, как хром, магний и некоторая часть железа, обогащают нижние горизонты подкоровой камеры, а кальций, некоторая часть магния, алюминий, железо, кремний, титан и ванадий накапливаются в верхних ее частях. Между верхними и нижними частями магматической колонки по составу имеются постепенные переходы. Такой раздифференцированный магматический расплав поступает по глубинному разлому в земную кору и заполняет камеру плутона. Попадая в новые физико-химические условия расплав начинает кристаллизоваться как в подводящем канале, так и в камере плутона, при этом формируются и остаточные рудно-силикатные расплавы. В природных условиях весьма часто массивы сложены только породами ультраосновного состава - перидотитами и дунитами. Для некоторых из них четко доказывается интрузивная природа. Это дает основание предполагать, что внедрившиеся породы кристаллизовались из магматического расплава ультраосновного

состава. Однако такой магматический расплав мог в значительной мере содержать зерна кристаллизующегося оливина и пироксена, но быть вполне подвижным.

Возникновение определенных петрографических комплексов, относимых к различным формациям и субформациям, обусловлено не только различными условиями кристаллизации магматических расплавов, но в первую очередь их различным составом. Магмоподводящие каналы имеют различную длительность своего развития и способны либо долгое время пропускать в земную кору расплавы, либо замыкаться относительно быстро и "отшнуровывать" только какие-то порции дифференцированного магматического расплава. В зависимости от того, какие порции или части такого расплава отчленяются замыкающимися разломами, будет находиться и состав того или иного интрузива, т.е. соотношение в нем различных пород.

Преимущественно согласное залегание ультрабазитовых тел с вмещающими породами показывает, что расплав использует их анизотропность и, раздвигая слои и приспособляясь к структуре вмещающих комплексов, образует тела плутонов в форме дололитов, лакколлитов, факоллитов, силлов, моноклиналиных залежей и др. Фронтальная часть магмы, заполнившая камеру, формирует перидотиты, иногда с некоторым количеством более кислых пород типа троктолитов, пироксенитов и габбро. В перидотитовом расплаве еще по пути его следования по подводящему каналу при начавшейся кристаллизации зарождаются рудно-силикатные расплавы, вероятно, обремененные летучим компонентам. Такие расплавы, образующие рудные концентрации, кристаллизуются на поздних этапах становления интрузива, так как часто наблюдается, что от рудных хромитовых тел ответвляются жилы и столбообразные тела, секущие вмещающие дуниты и перидотиты. Вследствие тектонической мобильности региональной структуры и дальнейшего подпора магматических масс снизу по подводящему каналу после кристаллизации перидотитов фронтальной части расплава идет поступление дополнительных порций гетерогенного расплава более ультраосновного состава с обособлениями рудно-силикатных масс. Различная степень вкрапленности хромшпинелидов в рудах показывает, что хромитовые скопления формируются из раз-

лично концентрированных рудно-силикатных расплавов. Размещение рудных скоплений подчинено внутреннему строению интрузива, его форме и размещению петрографических фаций. Положение рудных месторождений находится в зависимости от особенностей формы кровли плутона или формы консолидированных перидотитовых тел внутри интрузива, т.е. рудные линзы размещаются в ультрабазитах, выполняющих куполовидные брахискладчатые и другие структуры во вмещающих породах. Форма рудных тел хромитов обусловлена перемещением (течением) рудно-силикатного расплава по прототектоническим ослабленным зонам в интрузиве как в перидотитах, так и в дунит-гарцбургитовых шлирово-полосчатых комплексах.

Заключение

Из всего изложенного следует, что хромитовые месторождения геосинклинальных областей представляют собой продукт подкорового мантийного вещества. Образование хромитов связано с дифференциацией ультраосновного и несколько более кислого магматического расплава. Зарождение рудно-силикатных расплавов в таких магмах возникает в связи с изменением физико-химических условий вследствие поступления их по глубинным разломам из верхней мантии в земную кору. Хромитовые месторождения формируются после кристаллизации материнских вмещающих пород, вероятно, в связи с наличием летучих компонентов. Состав руд находится в тесной связи с составом вмещающих пород. Локализация месторождений и форма рудных тел обусловлены внутренним строением интрузива и особенностями его прототектоники.

Литература

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. Сообщение I, "Геохимия", № I, 1961.

Гутенберг Б. Астеносферный слой пониженной скорости. В кн. "Верхняя мантия Земли", "Мир", М., 1964.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных пород и интрузивов. Труды ИГН АН СССР, вып. 103, серия рудных месторожд. (№ 13), 1949.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрыкина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. "Наука", М., 1968.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрыкина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. "Наука", М., 1973.

Bunch T.E., Klaus K., Shetsinger K.G. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. "Geochim et Cosmochim. Acta", vol. 31, № 10, 1967.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ).

К.К. ЗОМОЕВ, Л.Д. БУЛЫКИН

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С МЕТАМОРФИЗМОМ ГИПЕРБАЗИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Вопросы метаморфизма гипербазитов и образования в них различных полезных ископаемых рассматриваются в многочисленной мировой геологической литературе. Если проанализировать современные тенденции в области исследования проблемы генезиса полезных ископаемых в связи с метаморфизмом ультраосновных пород, то в выводах из этих работ можно констатировать крайне противоречивые и разнообразные представления о причинах оруденения в гипербазитах. До недавнего времени считалось бесспорным магматическое происхождение месторождений хромитов, титаномагнетитов и некоторых других полезных ископаемых. В последние годы такая точка зрения оспаривается рядом исследователей, а генезис этих месторождений связывается с процессами оливинизации и пироксенизации ультраосновных пород. Наряду с господствующими представле-

ниями об аллометаморфическом происхождении месторождений хризотил-асбеста, возникновение последних иногда объясняется процессами аутометаморфического преобразования гипербазитов. В формировании некоторых полезных ископаемых различная роль отводится региональному и локальному метаморфизму, по-разному оцениваются физико-химические условия образования полезных ископаемых, возникающих в зонах контактов гипербазитов с вмещающими горными породами и т.п.

Оруденение в гипербазитах связано с различными процессами их метасоматизма и метаморфизма, среди которых ведущее значение имеют серпентинизация, карбонатизация, оталькование, амфиболизация и лиственизация. В настоящей статье рассматривается комплекс полезных ископаемых, образующихся, главным образом, в постмагматическую стадию становления альпинотипных гипербазитов и обязанных своим происхождением процессам гидротермального метаморфизма в широком смысле этого понятия^{х)}.

Круг полезных ископаемых, формирующихся при метаморфизме полностью консолидированных ультраосновных пород под воздействием постмагматических растворов различного происхождения, весьма обширен и разнообразен. К месторождениям, образующимся исключительно или почти исключительно за счет вещества самих гипербазитов, относятся такие полезные ископаемые как хризотил-асбест и антофиллит-асбест. В образовании месторождений талька и тальк-карбонатных пород существенную роль играет привносимая в гипербазитовый субстрат углекислота, а в образовании месторождений актинолит-тремолит-асбеста, щелочного амфибола (режикит) - асбеста и вермикулита - щелочно-земельные (кальций) и щелочные (натрий, калий) элементы. Происхождение полезных ископаемых, возникающих в зонах контакта гипербазитов с менее основными (до кислых) горными породами (некоторые месторождения талька и вермикулита, нефрит, корунд, драгоценные камни), определяется спецификой химизма растворов, зависящей от определенных интервалов значений химических потенциалов окиси кальция, нат-

х) Минералообразование, связанное с высокотемпературными позднемагматическими и постмагматическими процессами оливинизации и пироксенизации гипербазитов, имеющими важное петрологическое значение в породообразовании, здесь не описывается.

рия и калия, и направленностью биметасоматического процесса, обуславливающего появление различных парагенезисов минералов в зоне эндо- и экзоконтакта. Наконец, такие полезные ископаемые как никель, кобальт, медь и золото образующие месторождения медно-никель-кобальтовой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций, возникают в зонах интенсивной гидротермальной обработки ультраосновных пород за счет перераспределения в гипербазитах (никель, кобальт) и привноса в них (медь, золото) части вещества в условиях высоких значений химических потенциалов халькофильных элементов, прежде всего серы.

Возникновение вышеуказанных полезных ископаемых в гипербазитах сопровождается характерным изменением состава вмещающих пород. При этом процессы оруденения и изменения ультраосновных пород тесно взаимосвязаны и обусловлены направленностью тектоно-магматического развития определенного участка земной коры. Закономерное распределение в пространстве тех или иных минеральных ассоциаций и полезных ископаемых причинно связано с соответствующей закономерной эволюцией гидротермальных растворов, протекающей на фоне изменения температурного режима и тектоно-магматической деятельности региона, и во многом зависит от состава исходных ультраосновных пород.

В проблеме "полезные ископаемые и метаморфизм гипербазитов" наименее изучены вопросы соотношений регионального и контактового метаморфизма и, в особенности, роль регионального метаморфизма в оруденении гипербазитов. А между тем региональный метаморфизм во многом предопределяет возможность возникновения в гипербазитах месторождений тех или иных полезных ископаемых. Попытаемся показать это на примере Урала.

На Урале, как и в любой типичной складчатой области, наиболее широко проявлен региональный метаморфизм. Начальный (ранний) метаморфизм (Минкин, 1969, стр. 689), равномерно охватывающий большие площади в участках прогибов в пределах эвгеосинклинали и достигавшей только уровня низшей серицито-хлорито-карбонатной субфации зеленосланцевой фации, не мог привести к существенным изменениям крупных массивов ультраосновных пород. Последние испытывали более значительный метаморфизм под воздействием прорывающих их интрузий кислых дифференциатов базальтовой

магмы (породы ряда кварцевый диорит-плагиогранит), которые оказывают на боковые породы низкотемпературное контактовое воздействие с образованием продуктов, отщепляющих, как правило, роговообманково-роговиковой фации. При этом главную роль в дальнейшей эволюции гипербазитов и образовании связанных с ними месторождений полезных ископаемых играл не сам контактовый метаморфизм, уровень которого также только несколько выше зеленосланцевой фации, а сопровождавший его гидротермальный метаморфизм, сравнительно интенсивно проявляющийся обычно в зонах разломов в ультраосновных породах и по своему характеру относящийся к околотрещинному метасоматозу (по Коржинскому). В результате последнего в гипербазитах развивались аллометаморфическая серпентинизация и хризотил-асбестизация.

Аллометаморфическая серпентинизация и связанная с ней хризотил-асбестизация в гипербазитах, подвергшихся воздействиям интрузий базальтоидов, четко отмечается в массивах ультраосновных пород, расположенных в западной части эвгеосинклинальной области Урала, на границе ее с миогеосинклиналью (Миасско-Кемпирсайский и Серовско-Невьянский пояса). В восточных поясах она затуманена более поздними изменениями гипербазитов, возникающими в последующие этапы тектоно-магматического развития эвгеосинклинали. Масштабы такой хризотил-асбестизации сравнительно невелики, что объясняется, по-видимому, двумя причинами. С одной стороны, формирование гипербазитов и внедрение габброидов происходило близко одновременно (Таловский и Абзаковский массивы Миасско-Кемпирсайского пояса, Восточно-Тагильский массив Серовско-Невьянского пояса). Это исключало возможность широкого развития до-рудных разломов и трещин в теле гипербазитов, т.к. массивы последних не подвергались интенсивным тектоническим воздействиям, предшествовавшим непосредственно процессу аллометаморфизма ультраосновных пород. С другой стороны, кварцевые диориты и плагиограниты не обладают значительным тепловым эффектом и не могли обеспечить достаточно высокий прогрев крупных массивов ультраосновных пород, что не способствовало образованию обширных полей хризотилowych серпентинитов, с которыми генетически и пространственно связаны залежи хризотил-асбеста.

Детальное изучение Баженовского, Джетыгаринского, Аланаевского, Красноуральского, Таловского и других асбестоносных полей

показывает, что в тех районах Урала, где преимущественным развитием пользуется начальный региональный метаморфизм зон прогибов и отсутствуют проявления мощных складчатых движений инверсионной стадии заключительных орогенных этапов развития палеозойской геосинклинали и связанного с ними синскладчатого кислого магматизма, там в ультраосновных породах обычно больше развиты lizardитовые серпентиниты. Напротив, в тех местах, где во вмещающих породах широко проявлены процессы собственно регионального метаморфизма зон орогенической складчатости, а гипербазиты прорваны гранитоидами сиалического типа, там в ультраосновных породах больше развиты зоны хризотилизации и хризотилитовые серпентиниты. В этих же массивах ультраосновных пород широко распространены тальково-карбонатные породы, что также служит доказательством более высокого прогрева вмещающих гипербазитов.

Таким образом, главный этап развития складчатой системы (по терминологии Муратова) характеризуется для Урала проявлением низкотемпературного начального метаморфизма зон прогибов и низкотемпературным контактовым метаморфизмом, отмечающимся локально вдоль зон глубинных разломов. В результате последнего, под воздействием кислых дифференциатов габброидов и генетически с ними связанных растворов, в боковых породах, в частности, в гипербазитах, возникли месторождения хризотил-асбеста начальных стадий главного геосинклинального этапа развития Урала (Красноуральское, Луговское, Абзакское и др.). Масштабы этих месторождений по ряду вышеназванных причин не достигали больших размеров. Вследствие эволюции тех же гидротермальных растворов (изменение кислотно-щелочных характеристик и величин химических потенциалов щелочно-земельных и щелочных элементов) в указанных асбестоносных полях формировались мелкие месторождения амфибол-асбестов. Процессы оталькования и карбонатизации развиваются здесь узко локально и с ними не ассоциируют промышленные месторождения талька.

Напротив, крупные уральские месторождения хризотил-асбеста и все промышленные месторождения антофиллит-асбеста, талька, талькового камня, вермикулита, драгоценных камней связываются с заключительным этапом развития ордовикско-позднепалеозойской эвгеосинклинали (Золеев, 1967, 1971). В зонах орогенетической складчатости широко развит динамотермальный (региональный) ме-

таморфизм, продукты которого интенсивно переработаны контактовым метаморфизмом в местах проявления гранитовой формации. Характер контактового метаморфизма в зонах орогенической складчатости Урала зависит от глубинности становления синорогенных интрузий (Минкин, 1969).

Интрузии малых глубин сопровождаются относительно мало-мощными ореолами термоконтатного метаморфизма. В боковых породах развиваются минеральные ассоциации роговообманково-роговиковой, реже пироксен-роговиковой фаций. Около крупных массивов местами нередко возникают амфиболиты, по минеральным парагенезисам отвечающие амфиболитовой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. В ультраосновных породах продукты ранней прогрессивной стадии термоконтатного метаморфизма на отдельных участках подвергаются послемагматическим гидротермально-метасоматическим изменениям. К массивам гипербазитов, оказавшимся в зоне контактового и послемагматического гидротермально-метасоматического воздействия синорогенных интрузий гранитоидов малых глубин, относятся интрузии; расположенные в пограничных глубинных разломах на стыках региональных поднятий и прогибов. В этих гипербазитах возникли крупные месторождения хризотил-асбеста Баженовского подтипа (Баженовское, Джетыгаринское, Киембайское и др.).

Синорогенные интрузии гранитоидов глубинных уровней залегают в гнейсово-мигматитовых ядрах антиклиналей (выступах древних структур) и окружены мощной зоной контактового метаморфизма. Продукты последнего - амфиболиты, парагнейсы, кварциты, мраморы, слюдяные сланцы и другие породы - по составу и облику близки производным высоких и средних ступеней регионального метаморфизма и характеризуются максимумом метаморфизма, который отвечает амфиболитовой (Минкин, 1969), а местами, судя по наличию вторичных оливин-энстатитовых пород, субгранулитовой фации. Антофиллит-асбестизация регенерированных гипербазитов (оливин-энстатитовых пород) происходит на более низких ступенях регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, но при этом антофиллит накладывается на серпентинизированные оливин-энстатит-тальк-карбонатные ассоциации (Кейльман, 1970; Кейльман и др., 1971), что свидетельствует о повторном метаморфизме, очевидно, связанном с

образованием в автофиллит-асбестоносных полях многочисленных даек гранитов анатектического происхождения. Вдали от центров проявления субгранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, но в пределах выступов древних структур, гипербазиты метаморфизуются с образованием менее высокотемпературных ассоциаций (актинолит-тремолит-карбонат-тальковых, хлорит-амфибол-тальковых и др.). Вне пределов древних выступов, сложенных гнейсово-мигматитовыми комплексами, но опять-таки внутри крупных региональных поднятий Урала (Восточно-Уральском, Зауральском и др.) широко распространены мелкие тела гипербазитов, интенсивно подвергнутые метаморфическим изменениям с образованием тальк-карбонат-хлоритовых ассоциаций. С этими гипербазитами связаны все крупные уральские месторождения талька и талькового камня (Сысертское, Шабровское, Восточно-Медведевское, Сыростанское и др.), а также мелкие проявления хризотил- и актинолит-тремолит-асбеста.

Таким образом, проявление различных типов и разных ступеней метаморфизма обуславливает возникновение в разных структурно-фациальных зонах Урала горизонтальной и вертикальной метаморфической зональности, которую в соответствии с представлениями академика С.С. Смирнова (1937) можно отнести к первому типу зональности рудоносных регионов. Горизонтальная зональность, подчеркиваемая сменой и чередованием различных минеральных ассоциаций и месторождений при переходе в разные структурно-фациальные зоны Урала, возникла главным образом вследствие одновременности формирования различных частей региона (месторождения хризотил-асбеста главного и заключительного этапов развития эвгеосинклинали). Напротив, вертикальная зональность, выражающаяся в размещении крупных месторождений хризотил-асбеста и талька на уровне апикальных и средних частей вскрытых эрозией гранитоидов, а промышленных месторождений автофиллит-асбеста - вблизи их корневых частей, возникла, в основном, в заключительный этап развития уральской палеозойской эвгеосинклинали вследствие инверсии геосинклинали и широкого развития субсеквентного магматизма.

Контактный и следующий за ним послемагматический гидротермально-метасоматический метаморфизм определяют зональность второго типа - зональность рудных узлов (по С.С. Смирнову). Возникновение метаморфической зональности в рудных полях месторож-

дений полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами, подвергшимися воздействию эманаций более молодых гранитоидов, признается большинством современных исследователей. Последовательность минералообразования в результате этих процессов носит закономерный характер и теоретически рассмотрена в работах Бетехтина (1955), Соболева (1955), Штейнберга (1960), Маракушева (1968) и др. Наиболее детально и применительно к апогипербазитовым месторождениям она обоснована Соболевым (1955, 1971), показавшим послемагматическую эволюцию гипербазитов при их аллометаморфизме с возникновением восьми главнейших минералов: хризотила, антигорита, талька, карбоната, кварца, антофиллита, биотита, амфибола (щелочно-земельного и щелочного).

Общая зональность рудного поля изучена на примере Восточно-Тагильского массива на Среднем Урале (Золоев, Шмаина и др.). Здесь поле с развитием хризотил-асбестовых залежей в ультраосновных породах примыкает непосредственно к более молодому, прорывающему гипербазиты, массиву кварцевых диоритов, а поле с арфведсонит-асбестовой минерализацией, частично перекрывая хризотил-асбестовое поле, располагается на большем удалении от этого массива. Еще далее на запад щелочно-амфиболовая минерализация сменяется щелочно-земельно-амфиболовой (актинолит-тремолит-асбестовой). На значительном удалении к северу и югу от массива кварцевых диоритов не зафиксированы сколько-нибудь существенные концентрации асбеста. Аналогичная картина наблюдается на Алапаевском массиве ультраосновных пород (Средний Урал). При этом в полях развития хризотил-асбестовой минерализации преимущественным распространением пользуются тальк-карбонатные, а в полях щелочно-амфибол-асбестовой минерализации - амфибол-тальк-карбонатные породы, которые к востоку сменяются кварц-карбонатными породами и типичными лиственитами, местами с проявлениями наложенной сульфидной медно-никель-кобальтовой минерализации. В крупнейшем Баженовском хризотил-асбестоносном поле хризотил-асбестовая минерализация на юге массива сменяется актинолит-тремолит-асбестовой, и здесь, в гипербазитах преимущественно распространены оталькованные разности ультраосновных пород и тальк-карбонатные породы. Подобных примеров можно привести много.

Наконец, зональность третьего типа - зональность отдельных месторождений, связанных с гипербазитами, также весьма характер-

на и свидетельствует в пользу метаморфического ее происхождения под воздействием на ультраосновные породы постмагматических гидротермальных растворов. Выражена она закономерной сменой вмещающих пород и руд относительно путей интенсивной циркуляции серпентинизирующих и рудообразующих растворов (контактов гипербазитов с вмещающими породами, зон разломов в гипербазитах и т.п.). Зональность в распределении пород и руд на месторождениях асбестов и талька изучалась Татириновым, Соболевым, Меренковым, Петровым, Андреевым, Дыбковым, Пинусом, Волоховым, Романовичем, Безруковым, Хмарой и многими другими исследователями. В сводном виде для месторождений асбестов различных генетических типов она описана в работах Артемова и др. (1966, 1969), а для месторождений талька — Романовичем (1962, 1965).

На месторождениях хризотил-асбеста зональность выражена прежде всего сменой частично серпентинизированных пород полностью серпентинизированными перидотитами. Залежи асбеста обычно располагаются в зоне перехода от блоков (ядер) слабо серпентинизированных пород к серпентинитам. Для околорудных пород типично интенсивное изменение перидотитов в зонах разломов (или на контактах с вмещающими массивы горными породами) вплоть до образования тальк-карбонатных серпентинитов. Последние непосредственно в пределах зон разломов сильно рассланцованы и представлены антигоритовыми разностями, сменяющимися далее от зон разломов лизардитовыми и хризотилловыми серпентинитами. Одновременно отмечается и закономерная смена различных зон асбестоносности. Вблизи разломов в существенно лизардитовых серпентинитах развита асбестоносность типа единичных жил, просечек и "мелкопрожила", далее от центральных частей разломов в хризотилловых серпентинитах находятся сетчатые руды, которые сменяются зоной асбестоносности типа отороченных жил, приуроченной к серпентинизированным (лизардит первой генерации) гипербазитам. Содержание асбеста закономерно снижается, а мощность жил соответственно увеличивается в направлении от зон разломов к центру "ядер" перидотитов. Указанная зональность, свидетельствующая о тесной связи хризотил-асбестовых залежей с разломами — каналами циркуляции асбестообразующих и серпентинизирующих растворов, характерна для многих месторождений хризотил-асбеста баженовского подтипа. На

некоторых месторождениях отдельные зоны выпадают, на других - отмечаются свои детали внутреннего строения зон. Например, на Джетыгаринском месторождении асбестоносные серпентиниты представлены, главным образом, лизардит-хризотилowymi разностями, а на Киембайском - к лизардиту и хризотилу добавляется микроантигорит. В большинстве месторождений в зоне отороченных жил асбеста во вмещающих серпентинизированных перидотитах серпентин представлен лизардитом первой генерации, а на таких месторождениях, как Баженовское и, в особенности, Красноуральское, наряду с ним развит антигорит, морфологически резко отличающийся от антигорита, присутствующего в серпентинитах приразломных частей разреза.

На среднеуральских месторождениях антофиллит-асбеста зональность рудных тел представлена такой сменой пород: оливиновые породы, в различной степени серпентинизированные; оливин-энстатитовые и оливин-энстатит-талльковые породы, также в различной степени карбонатизированные и серпентинизированные; тальк-карбонат-антофиллитовые породы; тальк-карбонат-антофиллит-актинолитовые или карбонат-амфиболовые породы. На контакте с вмещающими породами в зависимости от состава последних следуют зоны актинолит-хлоритовых пород (на контакте с амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами), гранат-биотит-хлоритовых пород (на контакте с биотитовыми гнейсами) и графит-хлоритовых пород (на контакте с графито-слюдисто-кварцитовыми сланцами).

В месторождениях режикит-асбеста жилы последнего, различно ориентированные в пространстве, располагаются, главным образом, в тальк-карбонатных породах и карбонатизированных серпентинитах. Зональность выражается в последовательной смене гарцбургитов серпентинитами смешанного состава, антигоритовыми и карбонатизированными серпентинитами, серпентин-карбонатными и тальк-карбонатными породами. При наличии в разрезе жильных пород основного состава за зоной тальк-карбонатных пород следует тальковая, актинолитовая, хлоритовая, гидробиотитовая и альбит-гидробиотитовая зоны небольшой мощности. В случае проявленного щелочного метасоматоза в тальк-карбонатных породах развивается щелочной амфибол (режикит), присутствующий как в основной массе породы (в виде гнезд и примазок), так и в виде жил. Для месторождений ак-

тинолит-тремолит-асбеста отмечается аналогичное зональное строение, но вместо щелочных роговых обманок здесь присутствуют щелочноземельные ее разновидности.

На тальковых месторождениях, по данным Романовича, зоны в общем случае располагаются в следующем порядке: серпентинит, оталькованный серпентинит, тальк-карбонатная порода, талькит, актинолитовая порода, хлоритовая порода, вермикулитовая порода (биотитовая, иногда - флогопитовая порода), плагиоклазит, гранитоид. Аналогичная зональность наблюдается на уральских месторождениях вермикулита. Близка к описанной и зональность на месторождениях лиственитов, но вместо биотитовых и флогопитовых след здесь присутствуют марипоситовые (фукситовые) разновидности их, а процесс преобразования гипербазитов завершается, по Кашкаю и Аллахвердиеву (1965), прожилковой формой образования карбонатов, кварца и других компонентов лиственитов.

В зонах контактов гипербазитов с габброидами, амфиболитами и другими породами повышенной основности фиксируется характерная метасоматическая зональность с образованием альбититов, жадеитов и нефритов. Как считают Пинус и Колесник (1966) и Морковкина (1971), процессы эти проходят в условиях умеренных и повышенных давлений и переменных значений химических потенциалов кальция, натрия и калия. Зональность при образовании указанных полезных ископаемых детально охарактеризована Пинусом и Колесником (1966).

В общем случае зональность третьего типа (зональность отдельных месторождений) возникает вследствие ряда взаимосочетающихся условий, из которых главными являются термодинамический режим, кислотность - щелочность растворов и общая направленность миграции химических компонентов. Рассмотрению этих вопросов посвящена специальная литература, комментировать которую в рамках настоящей статьи не представляется возможным.

Таким образом, в результате тектоно-магматических процессов в геосинклиналях гипербазиты складчатых областей подвергаются сложным послемагматическим преобразованиям, вследствие которых в них возникают те или иные полезные ископаемые, отражающие проявления определенных типов метаморфических и метасоматических процессов. В этом плане наиболее важна проблема соотношения регионального и контактового метаморфизма, предопределя-

ющих закономерности пространственного размещения апогипербазитовых месторождений полезных ископаемых.

Литература

Артемов В.Р., Золоев К.К., Кудрявцев В.Н., Кузнецова В.Н. Некоторые типы зональности на месторождениях асбеста. В сб. "Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму", Л., 1966.

Артемов В.Р., Золоев К.К., Кудрявцев В.Н., Кузнецова В.Н. Некоторые типы зональности на месторождениях асбеста. В сб. "Проблемы метасоматизма" (Материалы к симпозиуму), Л., 1969.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, М., 1955.

Золоев К.К. Прогнозо-минералогическая карта Урала по асбесту. В кн. "Принципы и методика составления металлогенических карт Урала". Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала, вып.12. "Недра", М., 1967.

Золоев К.К. Принципы и методика составления прогнозных карт по асбесту. В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых". Изд. ИГи, Л., 1971.

Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Лиственицы, их генезис и классификация. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1965.

Кейльман Г.А. Геология гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Свердловск, 1970.

Кейльман Г.А., Андреев Ю.К., Золоев К.К., Глушкова Г.А., Черняева М.Н. Антофиллит-асбест в гипербазитах Урала. В сб. "Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с формацией гипербазитов" (тезисы докладов), АН СССР, М., 1971.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. "Наука", М., 1968.

Минкин Л.М. Метаморфизм. В кн. "Геология СССР", том XII, часть I, книга I. "Недра", 1969.

Морковкина В.Ф. Оливиниты и жадеиты в гипербазитах Полярного Урала. В сб. "Генезис, закономерности размещения и качественная оценка месторождений неметаллических полезных ископаемых, связанных с формацией гипербазитов" (тезисы докладов). АН СССР, М., 1971.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. "Наука", М., 1966.

Романович И.Ф. Зональность тальковых месторождений Урала и Сибири. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI, Изд-во АН СССР, М., 1962.

Романович И.Ф. Условия образования тальковых месторождений Урала и Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук, М., 1965.

Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 5, 1937.

Соболев Н.Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. "Исследование минерального сырья". "Госгеолтехиздат", М., 1955.

Соболев Н.Д. Введение в асбестоведение. "Недра", М., 1971.

Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. В кн. "Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. 13." Изд-во АН СССР, М., 1960.

Уральское территориальное геологическое управление.

О Г Л А В Л Е Н И Е

стр.

Пинус Г.В. Современное состояние проблемы генезиса ✓ гипербазитов	4
— Ефимов А.А. О роли метасоматоза в формировании ду- нит-пироксенит-габбровой ассоциации	14
✓ Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов	30
✓ Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В. Взаимоотно- шения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габбро- идов в складчатых областях	44
Москалева С.В. Роль метасоматоза в формировании ги- пербазитов складчатых областей.	57
✓ Книппер А.Л., Марков М.С. О возрастном взаимоотноше- нии пород внутри офиолитового комплекса	75
\ Малахов И.А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования	85
✓ Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов	101
✓ Генштафт Ю.С., Молчанова В.А., Соловьева Т.П. Петро- логия гипербазитов складчатых областей по данным экспери- ментальных исследований при высоких давлениях и темпера- турах	111
Волярович М.П., Бажук Е.И. Физические свойства ультра- основных пород и породообразующих минералов в различных ус- ловиях давлений и температур	134
✓ Шейнманн Ю.М. Гипербазиты и верхняя мантия	148
Жданов В.В. Гипербазиты докембрийских щитов	162

Луц А.Я. Образование базитов и гипербазитов древних платформ при базификации лабрадоритов	176
Белинский В.В., Пинус Г.В., Проблема ультраосновных формаций складчатых областей	<u>187</u> ✓
Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Некоторые проблемы серпентинизации ультрабазитов	<u>195</u> ✓
Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации	<u>213</u> ✓
Павлов Н.В. Процессы эндогенного оруденения в истории формирования гипербазитов на примере хромитов	226
Золоев К.К., Булькин Л.Д. Полезные ископаемые, связанные с метаморфизмом гипербазитов складчатых областей	239 ✓

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 3. V. 1973 г. МН 08241
Бумага 60x84/16. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 500. Заказ 184. Цена 1 руб.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 1 руб.

804