

# ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ



„НАУКА”  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР  
ВЫПУСК 758

---

# ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР Г.В. Поляков

(Отдельный оттиск)



НОВОСИБИРСК  
« НАУКА »  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990

Петрология гипербазитов и базитов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 228 с.

ISBN 5-02-029495-0.

Сборник посвящен проблеме происхождения гипербазитов и пространственно с ними связанных габброидов из складчатых областей и Сибирской платформы. Приводятся материалы по минералогии, петрохимии и геохимии альпинотипных гипербазитов, дифференцированных габброидных интрузивов и щелочно-ультрамафических интрузивных комплексов. Рассматриваются вопросы структурного положения пород офиолитовых комплексов, результаты экспериментальных работ по синтезу серпентинов и методике изучения серпентиновых минералов, обсуждается с новых позиций генезис альпинотипных гипербазитов

Книга заинтересует исследователей в разных областях петрологии гипербазитов и офиолитов в целом.

**Редакционная коллегия**

кандидат геолого-минералогических наук Л.В. Агафонов,  
кандидат геолого-минералогических наук О.Л. Банников,  
доктор геолого-минералогических наук В.В. Велинский,  
кандидат геолого-минералогических наук Ф.П. Леснов

**Рецензенты**

доктор геолого-минералогических наук В.А. Кутюлин  
кандидат геолого-минералогических наук В.И. Гаврилов

**Утверждена к печати**

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

П  $\frac{1804020300-109}{042(02)-90}$  362-90 I полугодие

© Издательство "Наука", 1990

ISBN 5-02-029495-0

---

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник охватывает широкий круг вопросов, связанных с изучением ультраосновных и основных пород складчатых и устойчивых зон литосферы. В нем приняты участие многие ведущие в этой области специалисты из различных академических институтов Советского Союза, осветившие в своих работах разнообразные аспекты рассматриваемой проблемы на примерах Сибири, Дальнего Востока, Урала и Монголии. Столь широкая представительность вызвана тем, что сборник посвящается 80-летию юбилею и памяти известного советского петрографа, заслуженного деятеля науки РСФСР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Георгия Владимировича Пинуса. Авторы статей – его ученики, последователи и коллеги, с которыми он был тесно связан научными и творческими узами и разрабатывал одну из интереснейших и сложнейших проблем магматической петрологии – происхождение и особенности состава ультраосновных пород. Главным направлением его исследований были вопросы, касающиеся гипербазитов и связанных с ними пространственно габброидов складчатых областей, выделяемых в объеме офиолитовых комплексов. Отсюда и целенаправленный подбор статей, большая часть которых посвящена именно этому аспекту.

Научная деятельность Г.В. Пинуса на протяжении всей его жизни была связана с изучением регионов Сибири, Северо-Востока СССР и в последние годы Монгольской Народной Республики. Вместе с тем он в рамках сравнительного анализа неоднократно обращался к материалам и посещал многие массивы гипербазитов Урала, а также руководил на протяжении ряда лет исследованиями базит-гипербазитового магматизма Сибирской платформы. Круг его интересов и нашел свое отражение в предлагаемой публикации.

В сборник включены статьи, в которых обобщены результаты изучения геологии, петро- и геохимии гипербазитов и габброидов, полученные в последнее время и имеющие как теоретический, так и практический интерес. Часть представленных работ имеет фундаментальное значение для выяснения природы базитов и гипербазитов. Не все они согласуются с представлениями Г.В. Пинуса. Более того, некоторые из них защищают и развивают противоположные точки зрения на генезис этих образований. Однако это ни в коей мере не умаляет того большого вклада в познание альпийских гипербазитов и сопряженных с ними основных пород, который Г.В. Пинус внес своими многочисленными научными работами, не потерявшими своего значения и в наши дни.

Редколлегия

В.В. Велинский

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ СЕРПЕНТИНОВ  
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ  
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Истина ничуть не пострадает,  
если кто-либо ее не признает.  
Ф. Шиллер

Проблема происхождения альпинотипных гипербазитов, несмотря на обширнейшую информацию об их составе, строении, закономерностях геологического положения, особенностях минерагении и геохимии, остается до сих пор дискуссионной. Причиной тому являются противоречия, возникающие между теоретическими представлениями о механизме происхождения и внедрения в кору субстрата пород гипербазитов с геологическими наблюдениями, что уже неоднократно отмечалось в литературе. При всех расхождениях между сторонниками разных концепций, касающихся генезиса рассматриваемых образований, их объединяет один тезис, постулирующий, что вещество альпинотипных гипербазитов имеет мантийную природу и представлено в основном агрегатом существенно оливинового состава. Серпентиниты же, которыми сложена большая часть массивов, рассматриваются как продукты процесса гидратации этого агрегата в коровой обстановке.

Вместе с тем уже давно была установлена и обратная картина: оливины в массивах альпинотипных гипербазитов могут образовываться за счет дегидратации серпентинов в условиях давлений и температур, характерных для земной коры. Детально вопрос рассмотрен в работе /13/. Данное положение было подтверждено как геологическими материалами, так и экспериментальными работами. Причем последними доказана возможность вторичного образования по серпентинитам не только оливинов, но и всего минерального парагенезиса, характеризующего породы массивов альпинотипных гипербазитов. На основании этого стали развиваться идеи о метаморфогенной природе ультраосновных пород гипербазитовой формации /9, 10, 33, 57/, а проблема альпинотипных гипербазитов была сформулирована как проблема происхождения серпентинитов /12/.

В развитие выдвинутой точки зрения были обобщены многочисленные экспериментальные данные по серпентинообразованию, которые показали, что серпентин — минерал гетерогенный и легко образуется во всех случаях, если матрица в своем составе или содержит повышенные концентрации магния, или же попадает в условия привноса этого компонента. Примерами первого варианта являются широко известные факты развития серпентина по породам ультраосновного (дуниты, перидотиты, меймечиты, коматииты) и основного (пикриты, базальты с повышенной магнезиальностью) состава или осадочным образованиям (доломиты, доломитсодержащие известняки и др.). Иллюстрацией второго случая служат эксперименты по получению серпентинов за счет плагиоклазов, хлоритов, минералов группы каолинита и монтмориллонита или их смесей.

Остановимся более подробно на результатах синтеза серпентина по продуктам не ультраосновного состава.

Впервые эти исследования выполнены в системе  $MgO - SiO_2 - H_2O$  /65/ и получен серпентин состава  $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ , идентифицированный как хризотил. Условия опытов:  $T = 300^\circ C$ ,  $P = 700$  ат, время - 408 ч. Позднее /63/ подобные эксперименты проведены в системе  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ , в результате которых были установлены полиморфные взаимоотношения между серпентинами и хлоритами (амезитами), а также

доказано, что серпентины относятся к 7 Å разностям слоистых силикатов. Переход между хлоритами и серпентинами обусловлен активным изоморфизмом замещения в амезитах, идущим по схеме  $2Al^{3+} \rightarrow Si^{4+} + Mg^{2+}$ . В дальнейшем детальными рентгеновскими методами выявлены тесные как химические, так и структурные переходы между глинистыми минералами, хлоритами и серпентинами. Одновременно было доказано, что последние имеют структуру, сходную с каолинитовой, а по химическому составу серпентин представляет собой магнезиальный аналог каолинита /7, 23/, что убедительно подтверждается и химическими составами минералов: серпентина -  $Mg_6 x / Si_4 O_{10} (OH)_8 /$  и каолинита -  $Al_4 / Si_4 O_{10} (OH)_8 /$ . Между ними в зависимости от степени замещения  $Al^{3+}$  на  $Mg^{2+}$  образуются или минералы группы магнезиальных хлоритов (септехлориты), или магнезио-алюминиевые серпентины типа  $(Mg_5 Al) / AlSi_3 O_{10} (OH)_8 /$  /63/. При этом во всех случаях серпентины легко распознаются, так как относятся к 7 Å триоктаэдрическим, а близкие к ним по составу септехлориты - к двуслойным 14 Å фазам /7/.

В дальнейшем изучалось серпентинообразование на природных материалах по слоистым силикатам (глины, хлориты), плагиоклазам, доломитам и магнезитам или по смесям этих минералов (например, каолинит + доломит) /21, 26, 41, 44, 48, 49, 51-54/. Эксперименты проводились в гидротермальном режиме при  $T = 150-650^\circ C$ ,  $P_{H_2O} = 200-1100$  ат с присадками  $MgO, MgCl_2, MgCO_3, MgSO_4$  в нейтральной и щелочной средах в течение 1-30 сут. Во всех случаях были синтезированы (Al, Mg)-серпентины, магнезиальность которых возрастает в присутствии калия.

В результате упомянутых работ было установлено, что серпентины в ряду наблюдаемых вторичных минералов являются наиболее низкотемпературными продуктами, а оптимальные условия для их образования - глинистая матрица (каолинит и монтмориллонит), Mg-карбонатная среда с повышенной концентрацией магния и  $250^\circ C < T < 550^\circ C$ ,  $P_{H_2O} = 1000$  ат. Выход серпентина в опытах обусловлен температурой, давлением и временем экспозиции. При более высоких значениях P и T это время меньше, а интенсивность серпентинизации резко возрастает. Ведущим процессом начального гидротермального изменения глин является переход их в триоктаэдрические монтмориллонитовые фазы, а образование серпентина в целом происходит в результате трансформационных превращений слоистых силикатов твердофазным путем. При  $t > 600^\circ C$  в качестве конечных продуктов формируются оливин и шпинель /49/.

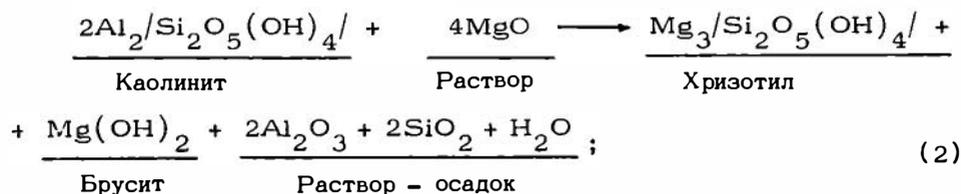
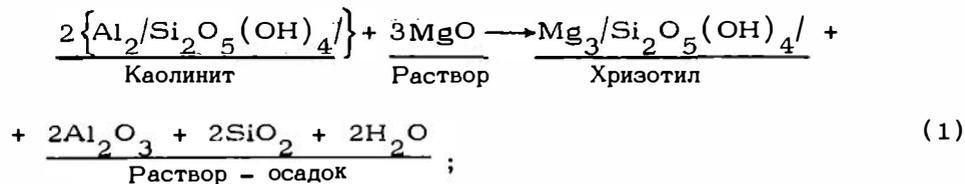
Нами, в условиях, близких к природным, были получены существенно

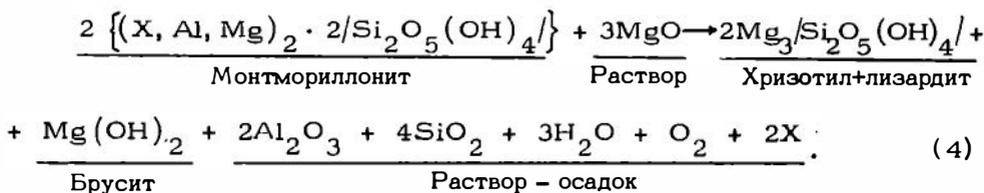
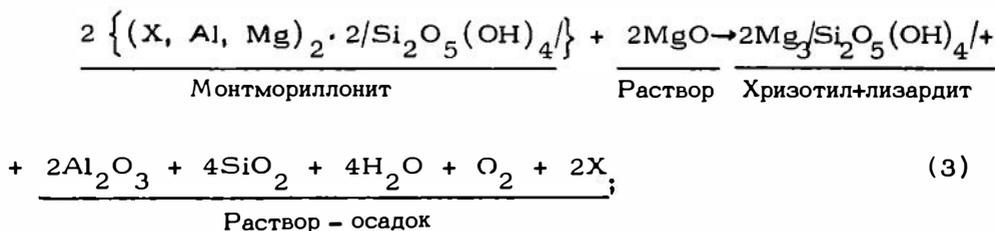
магнезиальные серпентины /9, 10/. Синтез проводился при РТ-параметрах, характерных для подводных гидротермальных систем, с искусственной морской водой. В качестве матрицы использовались каолинит и бентонит, в виде добавок -  $MgO$ ,  $MgCl_2$  и шавелевая кислота, как индикатор карбонатной среды, катализатором -  $Co_2O_3$ . В ходе экспериментов получены хорошо окристаллизованные lizardit и хризотил, по рентгеновским и рентгено-спектральным данным аналогичные подобным минералам в природных серпентинитах. Наиболее благоприятными условиями для их образования оказались: присадка  $MgO$ ,  $T = 400\text{ }^\circ C$ ,  $P = 500\text{ ат}$ , рН воды до синтеза 7,5-8,5, время выдержки 160 ч. При  $T > 500\text{ }^\circ C$  и времени экспозиции 122 ч образуются оливин и шпинель.

Полученные результаты дали возможность обосновать модель корового гидротермально-метасоматического происхождения альпинотипных серпентинитов и увязать их генезис в срединно-океанических хребтах с подводной гидротермальной деятельностью. Последняя связывается нами с развитием в этих структурах базальтоидного вулканизма и с внедрением интрузий основного состава /11/.

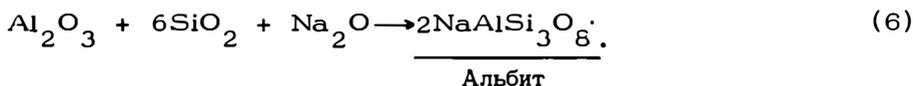
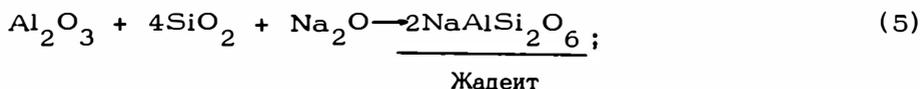
С рассматриваемых позиций и из анализа продуктов синтеза намечались и пути для иного объяснения сонахождения в серпентинитах таких парагенезисов минералов, как тальк, хлориты, слюды, гидросиликаты кальция (ксонотлит, пектолит), жадеита и альбита, тремолита, чуждых для ультраосновных пород аксессуариев (турмалин, анатаз, рутил, циркон и др.) /1/, а во вмещающих гипербазиты породах - кварцитов, глаукофановых сланцев и амфиболитов и т.д. За исключением аксессуариев, которые ранее были неизвестны или по ним имелась самая скудная информация, большинство отмеченных сосуществующих с серпентином минералов рассматривались как вторичные парагенезисы.

Исследование же продуктов гидротермального синтеза по каолинитам и монтмориллонитам дает основание рассматривать их как сингенетичные с серпентином минералы. Обратимся к динамике серпентинизации глинистых образований. Доказано, что образование серпентина по слоистым силикатам является процессом метасоматическим и происходит в результате проявления активного изоморфизма, идущего по схеме  $2Al^{3+} \longrightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$  /49/. В каолините и монтмориллоните, учитывая продукты, обнаруженные в растворах, и тип новообразованного серпентина /16, 17/, реакции замещения можно представить в следующем схематическом виде:

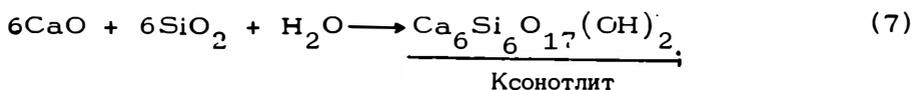




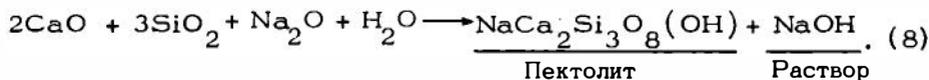
В реакциях 3 и 4 радикал X включает в себя Ca и Na, входящие в состав монтмориллонитов. Как видно из реакций 1-4, в процессе серпентинообразования высвобождается большое количество Al, Si, Ca и Na, которые могут дать в соответствующих условиях в ходе развития гидротермальной системы:



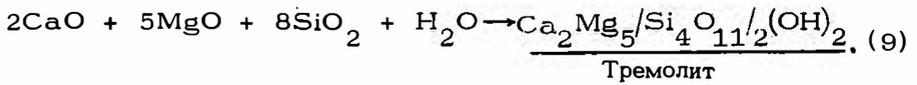
В случае присутствия в матрице карбонатного материала возможно образование ксонотлита и пектолита:



или в присутствии Na:



Наличие в составе пектолитов из серпентинитов Al может служить косвенным доказательством предположения о первичном глинистом субстрате, подвергшемся гидротермальной переработке. Исходя из состава глин, вероятнее всего, и пектолит, и ксонотлит будут образовываться совместно с серпентином только в случае, если матрицей был монтмориллонит. Из этих же соображений амфиболы тремолит-актинолитового ряда в парагенезисе с серпентином возможны только по монтмориллониту при наличии в системе избыточного кальция (известняковые или доломитовые осадки или породы). Реакция при этом возможна по типу:



В минералах этого ряда также всегда отмечается Al, присутствие которого становится понятным из общей направленности процесса серпентинизации глинистых продуктов смектитовой фации. В то же время альбит-жадеитовая ассоциация будет образовываться в основном по каолинитовому субстрату, о чем наглядно свидетельствуют реакции 1 и 2.

Рассмотренные реакции приведены для объяснения сложного парагенезиса самих серпентинитов. Но с позиций предложенной модели генезиса этих пород находят себе объяснение и тесная связь с альпинотипными массивами ультраосновного состава таких пород, как метасоматические кварциты, амфиболиты и глаукофановые сланцы. Как следует из реакций 1–4, в процессе гидротермального синтеза серпентинитов не входящие в их состав компоненты матрицы переходят в раствор, что фиксируется непосредственно экспериментом [16, 17]. Наиболее избыточными по отношению к стехиометрии серпентинита являются в первую очередь Si и Al. Именно они и обуславливают в одних случаях существенно кремниевый, а в других – алюмокремниевый метасоматоз вмещающих серпентинитов пород. Так как поведение этих элементов в силу особенностей их химических свойств различно, а образование слагаемых ими минералов зависит в числе других причин от окислительно-восстановительного потенциала среды [49], то можно наметить схему их осаждения. В частности, допустимо предположение, что в щелочной обстановке будет иметь место кремниевый метасоматоз, а в более кислой и нейтральной – алюмокремниевый и алюминиевый, так как и Si и Al подвижны в кислых растворах. Это подтверждается геологическими наблюдениями, которые фиксируют кварциты в самих массивах или на контакте с ними, а амфиболиты и глаукофановые сланцы – в непосредственной близости от них. Причем образование последних, вероятно, регулируется главным образом РТ-условиями, и при низких температурах и высоких давлениях будут кристаллизоваться амфиболы глаукофанового ряда, а при повышенных и температурах, и давлениях – амфиболы ряда роговой обманки.

Что же касается таких широко распространенных в альпинотипных серпентинитах минералов, как хлориты и тальк, то они в гидротермальных преобразованиях глин представляют собой обычные фазы, появление которых регулируется главным образом температурой. Общая направленность изменения глинистого материала в гидротермальных условиях, как показано в упомянутых выше работах, в целом выражается следующим рядом новообразованных минералов в порядке возрастания температуры и времени экспозиции: триоктаэдрический монтмориллонит – серпентин – хлорит – форстерит + шпинель [49]. Этот парагенетический минеральный ряд повсеместно наблюдается в альпинотипных серпентинитах и находит, как мы это попытались показать, свое объяснение с позиций гидротермального их генезиса.

Хорошо известно, что в пределах срединно-океанических хребтов широко развиты продукты смектитовой фации эпигенеза вулканогенно-осадочных пород [29, 31, 32]. Сонахождение здесь же массивов альпинотипных гипербазитов, представленных в основном серпентинитами, а также развитие в этих структурах интенсивной подводной гидротермальной деятельности [35] и дало основание выдвинуть концепцию о гидротермальном происхождении серпентинитов, относимых к породам гипербазитовой формации. Глины же в качестве матрицы для их образования выбраны в силу того, что в продуктах смектитовой фации они наиболее распространены и в условиях привноса магния наиболее легко при малых Т и Р превращаются в серпентин.

Прямым доказательством первичной глинистой природы матрицы этих минералов является их унаследованная каолинитовая структура, а также, по нашему мнению, наличие в серпентинитах таких аксессуаров, как циркон, анатаз, турмалин, корунд и др., которые совершенно "запрещены" для ультраосновных пород с позиций магматического или реститового их происхождения. Эти данные, полученные в самое последнее время /1/, должны обратить на себя особое внимание, так как они не укладываются в рамки традиционных представлений о генезисе гипербазитов. Наконец, подтверждением достоверности такой модели могут служить результаты глубоководного бурения с "Гломар Челленджера" в Гватемальском желобе, где среди глинистых пород миоценового возраста с постепенными переходами вскрыт слой серпентинитов мощностью 40 м, газы в которых по химическому и изотопному составу ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ) аналогичны газам вмещающих отложений /20/. Следует подчеркнуть, что серпентин является и обычным минералом смектитовой фации преобразования подводных осадочно-вулканогенных толщ, формирующейся в результате взаимодействия пород с морской водой (гальмиролиз).

Дальнейшая судьба серпентинитов обуславливается двумя факторами: а) развитием материнской гидротермальной системы и б) последующим воздействием на них более поздних процессов, связанных с проявлением магматизма и регионального метаморфизма. В первом случае при сохранении температурного режима в гидротермальной системе с последующим ее затуханием серпентиниты будут сохраняться и их состав будет характеризоваться низкотемпературными парагенезисами, в основном уровнем серпентин+талк+хлорит. При циклической эволюции системы с этапами повышения температурного градиента возможна перекристаллизация серпентинитов с образованием таких фаз, как оливин, пироксен и шпинель.

В случае контактового и регионального метаморфизма вся история серпентинитов будет определяться главным образом температурой. В целом можно утверждать, что при контактовом метаморфизме в условиях интенсивного термального поля перекристаллизация серпентина неизбежна, а при региональном – серпентиниты сохраняются только в условиях пренит-пумпеллиитовой и глаукофан-сланцевой фаций, т.е. тогда, когда температура не выше 400 °C. Этот порог устанавливается по экспериментальным данным, показавшим, что образование оливина за счет дегидратации серпентина начинает происходить в интервале 400–500 °C /15, 24, 43, 60–62/. При этом состав новообразованного оливина в породах будет зависеть от состава серпентина, pH среды /15/ и температуры нагрева, и чем последняя выше, тем более железистыми будут вновь образованные оливины. Вторичная природа их в породах доказывается формой выделения, особенностями состава (присутствие Al и Ca), наличием в структуре минерала трехвалентного железа (по данным ЭПР) и твердофазных микровключений серпентина, хлорита, амфибола, каолинита и др. /13/.

Сформировавшиеся подобным путем полнокристаллические агрегаты существенно оливинового состава вновь под воздействием главным образом вод метеорного происхождения /36, 46/ будут подвергаться серпентинизации вплоть до образования новой генерации серпентинитов. Этот процесс определяется неустойчивостью ортосиликатов в водных условиях и осуществляется при температурах в интервале 50–200 °C /50, 56/.

Второй этап серпентинизации, по-видимому, имеет в основном изохимический характер, обуславливая лишь перераспределение компонентов внутри системы. При этом увеличивается объем породы, что в совокупности с тектоническими напряжениями может быть одной из причин протрузивного перемещения массивов гипербазитов в коре. Неустойчивость и подвижность тел гипер-

базитов в зонах разломов, вероятно, связаны и с процессами дегидратации, когда в результате реакции серпентин  $\longrightarrow$  оливин+шпинель (плотности соответственно 2,6 и 3,5 г/см<sup>3</sup>) значительно увеличивается масса пород с последующим "проседанием" массивов по принципу изостазии.

Из сказанного ясно, что важнейшей задачей исследований альпинотипных гипербазитов становится детальное изучение составов серпентинитов с тем, чтобы ответить на вопрос: с какой из генераций в каждом конкретном случае мы имеем дело? А priori можно утверждать, что "первичные" их типы будут более глиноземистыми и в целом более переменными по составу, что обусловлено механизмом их образования. "Вторичные" же серпентиниты должны быть очень монотонными по химизму, так как будут образовываться по вторичному парагенезису минералов (оливин + пироксен), которые в силу метаморфической их природы имеют уже выравненный состав.

Любая генетическая модель должна удовлетворительно объяснять как можно больше свойств описываемых ею объектов. В нашем случае должны получить свою интерпретацию особенности геохимического состава и металлогении гипербазитов. Чтобы ответить на эти вопросы с позиций гидротермально-метасоматического происхождения первичных серпентинитов, рассмотрим особенности геохимического состава осадков и эффузивных пород океана.

В наших целях остановимся на поведении в них лишь некоторых элементов, которые наиболее характерны для альпинотипных гипербазитов. Эти данные сведены на основе работы Г.Н. Батурина /5/ и других в табл. 1-3.

В табл. 1 приводятся данные по кларковым содержаниям тех элементов, которые определяют основную металлогеническую направленность альпинотипных гипербазитов. Из нее видно, что содержания в них большинства рассматриваемых элементов (кроме Au, Ag, U и Th) значительно больше, чем в базальтоидах и осадках океана. Это, на первый взгляд, не дает возможности связывать последние в качестве поставщиков Cr, Ni, Co, платиноидов в систему серпентинообразования. На самом деле картина более сложна, что связано с высокой сорбционной способностью глинистого материала и особенно монтмориллонитов /28/. При изучении гальмиролиза вулканогенных пород установлено, что морская вода обогащается Cr, Ni, Co за счет выноса из них этих компонентов, которые затем из-за сильных каталитических свойств глины осаждаются ими и концентрируются в благоприятных условиях /30/. При большом объеме вулканогенного материала такой процесс способен значительно повысить содержания данных элементов в продуктах смектитовой фации. Еще более интенсивно вынос Cr, Ni, Co осуществляется в гидротермальных условиях. Одновременно надо подчеркнуть, что по сравнению с другими частями океана в пределах срединно-океанических хребтов вулканогенные образования значительно обогащены Cr и Ni, содержания которых достигают 1500 и 500 г/т соответственно /27/. В этих случаях возможность для концентрации в продуктах смектитовой фации этих элементов значительно облегчается и содержания Cr = 0,15 мас. % и Ni = 0,05 мас. % уже соответствуют тем, которые наблюдаются в серпентинитах. При этом следует иметь в виду, что Cr привносится непосредственно и самими гидротермальными растворами, о чем свидетельствует прямая связь его с содержанием Ni в Fe - Mn конкрециях, образованных в результате проявления подводной гидротермальной деятельности. Количество же Ni в них колеблется в широких пределах, изменяясь от 0,25 до 6 мас. % /5/. Непосредственно сказанное подтверждается и данными о составе подводных гидротермальных систем, в которых содержания (рифт Таджур, Аденский залив) в пересчете на сухое вещество составляют до 2,25 мас. % Cr, 1,45 мас. % Ni /22/. То же относится и к Co, содержание которого в кон-

Таблица 1. Содержание малых и редких элементов в альпинотипных гипер-  
 базитах, базальтах и осадках океана, мас. %

Эле- мент	Альпинотипные гипербазиты	Осадки океана	Fe-Mn кон- креции	Основные маг- матические по- роды
	1	2	3	4
Cr	$2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Ni	$2 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Co	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Au	$5 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$
Ag	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Pt	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Pd	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-7}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$
U	$3 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Th	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Данные по 1 и 4 из /4/; 2,3 - из /5/.

крециях также значительно варьирует и меняется от сотых долей до 3,4 мас.%. Здесь следует также отметить одну очень важную деталь, выражающуюся в том, что в мелководных конкрециях концентрации Cr в среднем почти в 2,5 раза больше, чем в мелководных (150 и 60 г/т соответственно).

Поведение благородных металлов в серпентинитах, базальтах и осадках океана двойственное. Для Au и Ag концентрации их сопоставимы, а платиноидами обогащены серпентиниты. Золото и платиноиды в осадках и конкрециях распределены крайне неравномерно и присутствуют в них в самородном виде, связываясь главным образом с рудной фазой конкреций. При этом необходимо иметь в виду, что в альпинотипных гипербазитах благородные металлы связаны с прорывающими их габброидами /3, 8, 18, 47/, которые и являются основными поставщиками в гипербазиты рассматриваемых компонентов. Одним из наиболее убедительных доказательств сказанному являются данные по Pt в фумаролах вулкана Толбачик, где концентрации их в конденсатах эксгаляций достигают 39,7 мг/л ( $4 \cdot 10^{-3}$  %) /6/, прямая корреляция Au и Pt с хромом в хромитах /8/ и одинаковые содержания платины в серпентинитах, Fe-Mn конкрециях и базальтах океана (см. табл. 1).

Таким образом, вулканогенные породы, подвергшиеся смектитизации, и более поздняя гидротермальная их переработка способны обеспечить баланс элементов в образующихся по ним серпентинитам. Что же касается рудных концентраций хрома в альпинотипных гипербазитах, то это также может быть объяснено гидротермально-метасоматическими процессами. На это указывают высокие содержания хрома в габброидах срединно-океанических хребтов, прорывающих тела гипербазитов, достигающие 1500 г/т /27/, а также случаи нахождения высокохромистых монтмориллонитов (волконскоитов), в которых количество окиси хрома доходит до 4,3 мас. % /25/. Очень высокие содер-

Таблица 2. Содержание рассеянных элементов в альпинотипных гипербази-тах, базальтах и осадках океана, мас. %

Эле-мент	Альпино-типные гиперба-зиты	Эффузивы основно-го соста-ва	Осадки океана	Эле-мент	Альпино-типные гиперба-зиты	Эффузивы основного состава	Осадки океана
	1	2	3		1	2	3
V	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Va	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	B	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	Zr	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Pb	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	Ga	$9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Mo	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Ge	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Nb	$6 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Y	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Sr	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$	Yb	$4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Данные для 1,2 - /14/; 3 - /15/.

жания хрома отмечаются в ряде случаев и в Fe-Mn конкрециях, где концентрации его достигают до 2130 г/т. Причем высокохромистые концентрации наиболее часто встречаются в радиоляриевой зоне /5/. Основные магматические породы (преимущественно вулканогенные) в качестве потенциальных источников для рудных концентраций хрома в морских условиях рассматриваются также А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым /25/.

Рассматривая вопросы рудных концентраций хрома и платиноидов в гипербазилах, следует особо обратить внимание на тот факт, что очень часто они располагаются среди отложений, насыщенных углеродистым веществом (черные сланцы), или сами обогащены им (углеродсодержащие серпентиниты, связь с гипербазидами углеводородных скоплений, существенно метановый состав газов в серпентинитах). Данное обстоятельство весьма важно, так как, с одной стороны, может тоже, хотя и косвенно, указывать на осадочно-вулканогенное происхождение матрицы серпентинитов, а с другой - позволяет понять причины концентраций в них этих рудных компонентов. Последнее обусловлено в первую очередь тем, что растворы подводных гидротерм имеют отчетливо выраженный кислый характер (pH = 3-5) /55, 57/. В этом случае при сопри-

Таблица 3. Содержание РЗЭ в альпинотипных гипербазитах и различных типах океанических пород, г/т

Элемент	Альпинотипные лерцолиты	Серпентиниты	Слабо серпентинизированные гипербазиты	Океан			
				Базальты	Осадки	Гидротермальные породы	Вода, $10^{-9}$ г/л
	1	2	3	4	5	6	7
La	1,56	1,68	1,08	3,36	42,0	21,0	3,4
Ce	4,17	3,80	4,26	10,30	90,0	12,0	$1,2 \cdot 10^{-8}$
Pr	0,53	0,47	0,54	1,87	11,0	-	0,6
Nd	2,62	2,67	2,61	9,87	54,0	-	2,8
Sm	0,20	0,14	0,21	3,49	12,6	2,6	0,45
Eu	0,10	0,04	0,12	1,26	3,2	1,0	0,13
Gd	0,29	0,12	0,33	5,05	10,0	-	-
Tb	0,06	0,02	0,06	0,86	1,50	0,5	0,14
Dy	0,36	0,13	0,42	5,22	9,0	-	0,9
Er	0,28	0,04	0,34	3,48	7,3	-	0,9
Yb	0,41	0,05	0,49	3,20	6,5	2,4	0,8
Lu	0,07	0,007	0,09	-	1,9	0,4	0,15
TR	10,94	8,56	11,2	47,96	255,3	-	11,47
La/Yb	11,7	82,7	9,9	3,8	12,5	-	4,3

Примечание. 1-3 рассчитаны по данным Ю.А. Еркушова /2/; 4 - по М.И. Кузьмину /27/; 5, 6 - по /5/; 7 - по /37/.

косновении с резко восстановительной средой гидротермальные растворы неизбежно должны разгрузиться с последующим накоплением на геохимическом барьере целого ряда элементов, в первую очередь легко переносимых кислотными растворами. Отмеченное положение, хорошо известное в химии, наглядно иллюстрируется повышенными концентрациями Cr, Ni, Au, Ag, Pt, TR и других элементов в отложениях, обогащенных органическим материалом /34/.

Приведенные данные дают основание рассматривать хромовое и платиновое оруденение в альпинотипных гипербазитах в качестве продукта гидротермально-метасоматического генезиса, что находит подтверждение и при анализе геологических фактов /8/. Об этом же могут свидетельствовать высокие содержания Ni, Cr и Co в металлоносных и глинистых силицилитах, тесно ассоциирующих с вулканогенными породами офиолитовых серий /42/.

Геохимическая характеристика альпинотипных гипербазитов также находит свое объяснение с позиций развиваемой модели их происхождения, что хорошо иллюстрируется данными табл. 2. Из таблицы видно, что поведение рассеянных элементов в сравниваемых объектах при общем их сходстве имеет и свои особенности. Они заключаются в следующем. Cu, Zn, Mo, Sn, Sr и В в эффузивах и осадках обеспечивают фон этих элементов в гипербазитах, а V, Sc, Ba, Zr, Ga, Y и Yb при серпентининообразовании выносятся из матрицы. Вероятнее всего, что этот процесс происходит уже при образовании смектитов, так как в осадках океана перечисленных элементов по сравнению с базальтоидами больше.

В последнее время для доказательства реститовой мантийной природы альпинотипных гипербазитов часто обращаются к анализу распределения в породах редкоземельных элементов. Общими установленными закономерностями поведения РЗЭ в этих породах являются: значительно меньшие количества РЗЭ в гипербазитах, чем во вмещающих их базальтах, и уменьшение суммы РЗЭ в серпентинитах по сравнению с несерпентинизированными разностями пород. В отношении поведения РЗЭ в зависимости от серпентинизации ультраосновных пород нет единого мнения. Г. Оттонеллот и др. /64/ пришли к выводу, что в процессе серпентинизации происходит обеднение легкими РЗЭ. Л.В. Агафонов и Ю.А. Еркушов /2/ на примере гипербазитов Монголии считают, что серпентинизации не влияет на поведение как легких, так и тяжелых РЗЭ, хотя общее количество лантаноидов в серпентинитах меньше. Последнее замечание не может считаться доказанным и подтвержденным фактическим материалом, так как из данных, приводимых самими же авторами (см. табл. 3), видно, что на фоне общего снижения содержания РЗЭ в серпентинитах в них незначительно уменьшается концентрация легких и резко (на порядок) — тяжелых элементов. В результате этого отчетливо фиксируется относительное обогащение пород легкими РЗЭ, о чем свидетельствует высокое значение отношения  $La/Yb$  (82,7 против 9,9 и 11,4).

Изучение распределения РЗЭ в морской воде показало, что с глубиной количество их падает, а в верхних горизонтах происходит относительное обогащение тяжелыми (иттербием и лутецием) элементами. Такая же картина в поведении РЗЭ и в конкрециях, которые в мелководных условиях относительно обеднены  $La-Ce$  группой. Подобное распределение компонентов связывается с железом и кобальтом, содержание которых в конкрециях глубоководных частей океана меньше. Кроме того, предполагается, что при смектитизации происходят вынос РЗЭ из пород и переход их в осадки /5/. Рассеивание этих элементов происходит и при гидротермальном процессе, что хорошо иллюстрируется данным табл. 3. В общем же распределение РЗЭ в подводных базальтах и осадках чрезвычайно неравномерное и определяется главным образом величинами pH, Eh среды. В результате морская вода и осадки более всего из РЗЭ обогащены легкими элементами цериевой группы и в первую очередь самим церием /59/, концентрации которого достигают  $8,5 \cdot 10^{-7}$  г/л /37/. На то, что главным источником TR для вод и осадков океана служат вулканогенные породы, красноречиво указывают одинаковое поведение РЗЭ и характер соотношения в морской воде и базальтоидах легких и тяжелых элементов (см. графы 4 и 7 в табл. 3).

Аналогичная картина характеризует распределение РЗЭ и в серпентинитах (см. табл. 3). В них основная доля РЗЭ приходится также на  $La-Nd$  группу, а среди них резко преобладает церий.

Из приведенного анализа следует, что распределение РЗЭ в гипербазитах срединно-океанических хребтов вполне объяснимо содержаниями их в вулканогенных породах с последующим перераспределением последних в процессе гальмиролиза и гидротермальной переработки с образованием серпентинитов. По-видимому, это касается и поведения урана и тория, которые подвижны в морских условиях в карбонатной форме и в виде гидроксокомплексов /37/.

Таким образом, рассмотренный материал по подводным базальтоидам, железо-марганцевым конкрециям и осадкам океана позволяет расшифровать всю сумму вопросов, связанных с геохимическими особенностями серпентинитов, и не противоречит модели их гидротермально-метасоматического генезиса. При этом следует учитывать, что в процессе развития складчатых структур они испытывали интенсивный динамометаморфизм и воздействие более поздних

габброидов и гранитоидов. Под их влиянием первичные серпентиниты преобразуются в дунит–перидотитовые парагенезисы, которые затем вновь серпентинизируются, представляя в таком виде тела гипербазитов в разрезах офиолитовых зон. В этом процессе происходит перераспределение микрокомпонентов, породы в целом очищаются от них, как при любом метаморфическом превращении, и в результате на современном эрозионном уровне представлены в рафинированном виде, характеризуясь очень небольшим спектром редких и рассеянных элементов, содержание которых значительно ниже, чем у других лобных пород земной коры.

Предлагаемая модель генезиса гипербазитов с учетом данных экспериментальных исследований по образованию серпентинитов вызывает необходимость тщательной реставрации состава их матрицы и условий гидротермального процесса.

Принимая во внимание известные закономерности связей разных полезных ископаемых с гипербазитами, можно утверждать, что хромитовые руды в них будут формироваться при существенно монтмориллонитовой основе серпентинитов, а асбестовые залежи – при каолиновой. Поскольку чисто монтмориллонитовые или чисто каолиновые глины в океанических условиях в зоне современных океанических хребтов практически не встречаются, то матрица для серпентинитов, по-видимому, имеет смешанный каолинит–монтмориллонитовый характер. В этом случае в зависимости от количества в смектитах каолинита при прочих благоприятных условиях будут формироваться хромитовые руды с различным содержанием глинозема. С другой стороны, так как, по каолинитам образуется существенно хризотилковый серпентин, который является наиболее благоприятной основой для асбестовых месторождений предпочтительнее будут серпентиниты, возникшие за счет каолиновой матрицы.

В этой связи становятся понятными нередко встречающиеся в геологической практике случаи, когда один и тот же массив является одновременно и хромито-, и асбестоносным (например, Нижне–Тагильский и др.). С наших позиций это объясняется соотношением в первичном субстрате каолинита и монтмориллонита, которые и определяют ведущую роль в формировании того или иного полезного компонента. Поэтому для познания генезиса гипербазитов и их продуктивности важны проведение палеовулканологических реконструкций и воссоздание палеогеографических и палеоклиматических обстановок, в которых происходило формирование продуктов смектитовой фации, а также тщательные геохимические исследования состава вмещающих вулканических пород и магматических образований, секущих тела гипербазитов. В частности, важным поисковым приемом для оценки хромитоносности массивов становится детальное изучение концентраций хрома во вмещающих вулканогенных образованиях и рвущих их габброидах.

То же относится и к определению перспектив этих объектов на платиноиды и золото и т.д. Наряду с этим, учитывая, что в современных океанах наиболее хромитоносны конкреции и осадки мелководных зон /5/, можно предполагать, что и в геологическом прошлом этот фактор был определяющим для концентрации хрома в серпентинитах. Напротив, сульфидное оруденение гипербазитов было возможным, по-видимому, тогда, когда гидротермальные системы были более глубоководными, чем в случае с хромитами, и развивались в обстановке сероводородного заражения. Наконец, для оценки всех этих событий важно установить, с каким типом вулканической деятельности была связана гидротермальная система и в каких климатических условиях она протекала, ибо эти предпосылки являются решающими для вещественного состава смектитовой фации, солености и состава морской воды, pH и Eh гидротермальных растворов и др. Все это в конечном счете и будет определять, с

одной стороны, вещественный состав первичных серпентинитов, а с другой — их металлогению и условия для формирования промышленных концентраций связанных с ними полезных ископаемых.

Итак, развиваемая модель немантийного генезиса альпинотипных гипербазитов предусматривает образование их в земной коре в результате воздействия на предварительно подготовленный гальмиролизом субстрат по вулканогенно-осадочным породам гидротермальных растворов. Последние связаны с долгоживущими магматическими очагами, развивающимися в структурах рифтогенного типа, которые контролируют магматическую деятельность в подводных условиях /11/. Сами же тела гипербазитов представляют собой участки проявления в складчатых структурах мощного магниевого метасоматоза, протекающего вдоль глубинных разломов и запечатленного в земной коре на континентах в офиолитовых зонах, а в современных океанах — в осевых частях срединно-океанических хребтов и трансформных разломах. Основанием для такого утверждения служат результаты как исследований из области морской геологии, так и анализа данных по геохимической эволюции продуктов геосинклинальных структур, указывающего на смену во времени и в пространстве в осадках содержания магния и на связанное с этим изменение характера карбонатообразования: от существенно магниевого (доломитообразование) в начальные этапы развития структур до преимущественно известкового — в конечные /38, 39/. Об этом же свидетельствуют и прямые данные о широком проявлении вдоль глубинных разломов, контролирующих вулканическую деятельность, продуктов магниевого метасоматоза /40, 45/.

Такая связь по распределению магния в разрезе и времени формирования альпинотипных гипербазитов вряд ли случайна и объясняет, почему в развитии складчатых структур они встречаются только однажды и приурочены преимущественно к геосинклиналям фемического профиля. Вместе с тем причины этого пока остаются не совсем ясными. Сейчас можно лишь предположить, что это определяется геодинамическим режимом начальных этапов эволюции глубинных разломов и, по-видимому, обусловлено обстановкой интенсивного растяжения в период заложения геосинклиналей, когда создаются благоприятные условия для высокого теплового потока, формирования мало-глубинных магматических очагов, питающих вулканизм, и интенсивной миграции магния. Подвижность его определяется химическими свойствами, а именно: малым ионным радиусом, относительно низким потенциалом ионизации и очень небольшим атомным весом. Среди металлов Mg после Na по массе занимает второе место и является одним из самых легких элементов. Кстати, вероятно, с этими же условиями связано и то обстоятельство, что раннегеосинклинальный вулканизм характеризуется в основном натровым профилем, определяющим, в свою очередь, состав продуктов смектитовой фации.

Рассмотренная модель серпентинообразования обсуждена лишь пока с самых общих позиций. Она была подготовлена результатами ряда блестящих экспериментальных работ по синтезу серпентинов, выполненных разными авторами за длительный период времени и позволяющих совершенно под другим углом зрения подойти к решению проблемы альпинотипных серпентинитов. Наши эксперименты в этой области уточнили отдельные параметры гидротермального процесса, максимально приблизив его к реальным, что и позволило получить магнезиальные серпентины, аналогичные природным. В статье только намечены направления решения проблемы. Автор отчетливо представляет все возможные возникнуть замечания в адрес предлагаемой гипотезы. Тем не менее есть настоятельная необходимость поделиться со специалистами полученными результатами исследований по образованию серпентинитов и вытекающими из них следствиями, ибо новый взгляд на генезис альпинотипных гипербазитов содержит в себе нестандартные пути в оценке продуктивности этих

образований, поисках связанных с ними полезных ископаемых и трактовке отдельных положений петрологии ультраосновных пород. Как показывает весь ход развития науки, именно при нетрадиционных подходах нас ожидают открытия и новые уровни познания, но для того, чтобы достичь цели, подчеркивал академик А.М. Будкер, "... надо отправиться в путь, новые идеи появятся в процессе работы. Иначе мы будем напоминать софиста, который утверждает, что не залезет в воду, пока не научится плавать" /19/.

Предвидя возможные возражения по изложенной модели, автор надеется на конструктивное ее обсуждение, которое помогло бы общими усилиями установить истину о происхождении таких необычных и в достаточной степени загадочных образований для земной коры, какими являются породы альпинотипных гипербазитов.

#### Список литературы

1. Абовян С.Б. Мафит–ультрамафитовые комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. – Ереван: ГИН, 1981. – 240 с.
2. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – С. 86–98.
3. Альпинотипные гипербазиты Анадырско–Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Банников О.Л. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1973. – 320 с.
4. Арнаутов Н.В., Глухова Н.М., Яковлева Н.А. Приближенный количественный спектральный анализ природных объектов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1987. – 103 с.
5. Батурин Г.Н. Геохимия железо–марганцевых конкреций океана. – М.: Наука, 1986. – 328 с.
6. Большое трещинное Толбачинское извержение. – М.: Наука, 1984. – 637 с.
7. Бриндли Г.В. Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. – М.: Мир, 1965. – 402 с.
8. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1979. – С. 3–25.
9. Велинский В.В. Метаморфогенная природа альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. – 1986. – № 2. – С. 72–78.
10. Велинский В.В. Эволюция состава альпинотипных гипербазитов в истории земной коры // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1986. – С. 92–95.
11. Велинский В.В. О возможной природе альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. – 1987. – № 12. – С. 3–13.
12. Велинский В.В. Минералогический состав альпинотипных гипербазитов в свете экспериментальных данных по дегидратации серпентинитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. – Свердловск: Уральское отд–ние АН СССР, 1988. – С. 124–135.
13. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1986. – 103 с.
14. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Геохимическая характеристика офиолитов Алтае–Саянской складчатой области // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. – С. 3–25.
15. Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л. Дегидратация серпентина и

- роль вторичного минералообразования в гипербазитах // Геология и геофизика. - 1983. - № 6. - С. 78-85.
16. Велинский В.В., Лоскутов И.Ю., Солотчина Э.П. Гидротермальный синтез серпентина в системе каолинит+морская вода // Геология и геофизика. - 1989. - № 3. - С. 80-88.
  17. Велинский В.В., Лоскутов И.Ю., Солотчина Э.П. Гидротермальный синтез серпентина в системе монтмориллонит+морская вода // Геология и геофизика. - 1989. - № 6. - С. 68-75.
  18. Волченко Ю.А., Нечухин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР. - 1975. - Т. 224, № 1. - С. 182-185.
  19. Воспоминание об академике А.М. Будкере // Лит. газета. - 1986. - № 50.
  20. Галимов Э.М., Шабаета И.Ю. Изотопный состав углерода  $CH_4$  и  $CO_2$  в осадочных отложениях Гватемальского желоба (84-я экспедиция проекта глубинного бурения) // Геохимия. - 1985. - № 6. - С. 850-857.
  21. Гойло Э.А., Котов Н.В., Туев Н.А. Экспериментальная гидрослюдизация глинистых минералов в присутствии органических кислот // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. - С. 53-61.
  22. Демина Л.Л., Чопоров Д.Я. Применение метода плазменной спектроскопии для изучения гидротерм океана // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 287, № 5. - С. 1201-1204.
  23. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М.: Мир, 1986. - Т. 3. - 317 с.
  24. Корыткова Э.Н., Черкашин В.И., Дриц В.А. Фазовые преобразования серпентиновых минералов в гидротермальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1986. - № 2. - С. 80-93.
  25. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблемы эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. - М.: Наука, 1971. - Вып. 221. - С. 9-34.
  26. Котельникова Е.Н., Котов Н.В., Франк-Каменецкий В.А. О структурных преобразованиях в ряду минералов группы каолинита -  $7 \text{ \AA}$  ( $Al, Mg$ ) - серпентина - диоктаэдрические К-слоды в гидротермальных условиях // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. - С. 24-33.
  27. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 199 с.
  28. Куковский Е.Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. - Киев: ГИН АН СССР, 1966. - 131 с.
  29. Курносков В.Б. Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океанов // Минеральные преобразования пород океанической коры. - М.: Наука, 1984. - С. 14-19.
  30. Курносков В.Б. Гидротермальное изменение океанических базальтов и его роль в рудо- и осадкообразовании: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. - М., 1986. - 42 с.
  31. Минеральные преобразования пород океанического субстрата. - М.: Наука, 1981. - 183 с.
  32. Минеральные преобразования пород океанической коры. - М.: Наука, 1984. - 167 с.
  33. Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентинита" в альпийских гипербазитах и его петрогенетическое значение // Сов. геология. - 1971. - № 9. - С. 30-41.

34. Неручев С.Г., Бекетов В.М., Игнатъева И.Г. Геохимические и палеонтологические особенности осадков, обогащенных сапропелевым органическим веществом // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. - М.: АН СССР, 1980. - С. 283-286.
35. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. - М.: Наука, 1985. - 230 с.
36. Покровский Б.Г., Чашухин И.С. Изотопный состав  $O_2$  и  $H_2$  в серпентинитах Среднего Урала // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 267, № 6. - С. 1461-1464.
37. Попов Н.Н., Федотов К.Н., Орлов В.М. Морская вода. - М.: Наука, 1979. - 327 с.
38. Ронов А.Б. Геохимия важнейших зон осадочной оболочки континентов // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. - М.: Наука, 1980. - С. 125-140.
39. Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Казаков Г.А., Илюхин М.Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах // Геохимия. - 1966. - № 7. - С. 763-776.
40. Русинов В.Л. Процессы железо-магниевого и калиевого метасоматизма в вулканогенных поясах на Востоке СССР // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 236, № 2. - С. 431-435.
41. Рюмин А.А., Франк-Каменецкий В.А., Шитов В.А., Котов А.В. Рентгеновское исследование  $Co$ -,  $Ni$ -,  $Fe$ - и  $Mn$ -серпентиноподобных фаз, синтезированных в гидротермальных условиях // Рентгенография минерального сырья. - М.: Недра, 1977. - Сб. 2. - С. 58-61.
42. Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. - Ереван: Ин-т геол. наук. АН АрмССР, 1984. - 195 с.
43. Смирнова Е.П., Щербаковский Е.Я., Мальшева Т.Б. Состав оливинов из углистых хондритов, термически метаморфизованных в лабораторных условиях // Геохимия. - 1985. - № 2. - С. 142-151.
44. Соколова М.Ф. Синтез серпентиновых минералов при повышенных температурах и давлениях // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. - М.: Наука, 1975. - С. 154-161.
45. Трухин Ю.П., Шувалов Р.А. Современный гидротермальный процесс в эволюции магматизма. - М.: Наука, 1979. - 135 с.
46. Уханов А.В., Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Гриненко В.А. Водородное дыхание недр: струи изотопно-аномального водорода на Кемпирсайском ультрабазитовом массиве // Геохимия магматических пород: X семинар АН СССР. - М.: ГЕОХИ, 1984. - С. 196-197.
47. Фоминных В.Г., Хвостова В.П. О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР. - 1970. - Т. 131, № 2. - С. 443-445.
48. Франк-Каменецкий В.А., Котов А.В., Гойло Э.А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов // Зап. ВМО. - 1973. - Вып. 2. - С. 129-142.
49. Франк-Каменецкий В.А., Котов А.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных  $PT$ -параметрах. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983. - 151 с.
50. Халлеп Л.В., Бурд Г.И. Температура образования серпентиновых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1984. - № 8. - С. 125-129.
51. Шитов В.А., Гойло Э.А., Котов Н.В. Структурно-морфологические особенности трансформации каолиновых минералов в серпентины и слюды //

- Кристаллохимия и структурные особенности минералов. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. - С. 61-71.
52. Шитов В.А., Котов Н.В., Нгуен Тат Чам. Структурная преемственность при преобразовании минералов группы каолинита в серпентины под давлением // Докл. АН СССР. - 1974. - Т. 216, № 3. - С. 633-636.
  53. Шербань И.П., Широких И.Н. Экспериментальные данные об устойчивости кремнисто-магнезитовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях // Геология и геофизика. - 1969. - № 8. - С. 116-118.
  54. Шербань И.П., Широких И.Н. Экспериментальное исследование устойчивости ассоциации доломит + кремнезем в гидротермальных условиях // Геология и геофизика. - 1971. - № 2. - С. 119-122.
  55. Bishoff J.U., Dickson F.W. Seawater-Basalt interaction at 200° and 500 bar: implication for sea floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet Sci. Let. - 1975. - Vol. 25. - P. 385-398.
  56. Bonatti et al. Serpentinization of oceanic peridotites temperature dependence of mineralogy and boron content // Earth and Planet Sci. Let. - 1984. - Vol. 70, N 1. - P. 88-93.
  57. Carpenter J.R., Phyfer D.W. Olivine composition from southern Appalachian ultramafics // Southeastern Geology. - 1975. - Vol. 16, N 3. - P. 169-172.
  58. Damm K.L. von., Edmond J.M., Grant B., Measures C.J. Chemistry of submarine hydrothermal solution at 21° N East Pacific Rise // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1975. - Vol. 49, N 11. - P. 2197-2220.
  59. Douglas G. Eh - pH diagrams for the rare earth elements at 25 °C and one bar pressure // Geochim. J. - 1983. - Vol. 17, N 5. - P. 223-229.
  60. Yoshio S., Yoshio K. Reactions between natural serpentinite and quartz under hydrothermal conditions. On synthesis of diopside fiber under hydrothermal conditions // Miner. J. - 1985. - Vol. 12, N 2. - P. 47-63.
  61. McSween Jr. H.Y. Carbonaceous chondrites of the Oman type: a metamorphic sequence // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1977. - Vol. 41, N 4. - P. 477-492.
  62. Matza S.D., Lipshutz M.E. Thermal metamorphism of primitive meteorites. Mineralogy - petrology of heated Murchinson (C2) and alteration of C 30 and other chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1978. - Vol. 42, N 11. - P. 1655-1665.
  63. Nelson W., Roy R. Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution // Amer. min. - 1958. - Vol. 43, N 7,8. - P. 707-725.
  64. Otonellot G., Piccardo G.B., Ernst W.G. Petrogenesis of some Ligurian peridotites-TR-rare earth elements chemistry // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1979. - Vol. 43, N 8. - P. 1273-1284.
  65. Roy D.M., Roy E. An experimental study of the formation and properties of synthetic serpentinites and related layer silicate minerals // Amer. min. - 1954. - Vol. 39, N 12. - P. 957-974.

## МОРФОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

### ПИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ МОНГОЛИИ

Данные по морфологии гипербазитовых тел и условиям их залегания имеют большое значение в познании происхождения ультрабазитов и механизма становления ультрабазит-базитовых массивов в структурах земной коры. Различные магматические и тектонические процессы, происходившие в течение длительной геологической истории развития регионов, часто затушевывают первоначальную форму массивов ультраосновных пород и усложняют их строение. Вопросы морфологии и условий залегания гипербазитовых тел стали особенно актуальны в последнее время в связи с различными представлениями разных исследователей о формировании ультрабазитов и выведении их на дневную поверхность. Большое влияние на строение гипербазитовых массивов имеют крупные глубинные разломы (линеаменты), к которым они, как правило, приурочены. Разломы, или глубинные дизъюнктивные структуры /10/, имеют большую глубину заложения, что способствует внедрению по ним пород глубинного происхождения, т.е. ультрабазитов, и длительный период развития. Очевидно, что массивы, локализованные в зонах глубинных разломов, по форме будут приспосабливаться к динамическим процессам, происходящим в этих зонах во время их развития. А.В. Пейве /10/ характеризует их следующим образом: "Разломы имеют протяженность на многие сотни километров, отличаются большой динамической активностью, не мигрируют в пространстве, развиваются по одним и тем же тектоническим швам независимо от процессов складчатости. Они контролируют не только магматическую деятельность, как таковую, но, возможно, вызывают также образование самих магматических очагов. Такие особенности разломов заставляют считать их тектоническими элементами весьма глубокого заложения, элементами первичными по отношению к складчатости, шарияжам, надвигам, сбросам и другим структурам, которые формируются только в верхнем структурном этаже". Уточняя понятие глубинного разлома, автор к сказанному добавляет: "Зоны, ограниченные крутыми глубинными разломами, внутри подвижных поясов выражаются очень узкими и вместе с тем в течение длительного времени обособленными структурно-фациальными зонами. По крутым зонам, по-видимому, предпочитают внедряться ультраосновные и основные протрузии..." /11/.

Определение глубинного разлома, сделанное более 40 лет назад, не потеряло своей сути и в настоящее время. Более того, проблема глубинных разломов все еще является актуальной. Исследуя в течение многих лет гипербазиты складчатых областей /3, 5, 12-15/, авторы получили результаты, во многом согласующиеся с приведенными выше данными. К сожалению, в последнее время, преимущественно тектонистами, в основном изучаются вопросы, связанные с тектоникой плит. При этом разломы как глубинные структуры потеряли свое первоначальное значение, и тектонические плоскости разломов стали трактоваться как слабонаклонные или субгоризонтальные поверхности.

Многие исследователи с разной степенью детальности наряду с внутренним строением массивов отражали их форму и условия залегания. Однако очень мало работ, специально посвященных этим вопросам. Характерно, что в наиболее ранних исследованиях гипербазитов /9, 15, 16/ они решались в значительно большем объеме, нежели в последующих и современных работах. Изучая гипербазиты Урала, Г.А. Соколов /17/ выделил семь форм, присущих ультрабазитовым массивам: лакколитообразную, лакколитообразную межформа-

ционную, силлообразную, моноклиналную согласную, моноклиналную межформационную, антиклиналную согласную, синклиналную согласную, и привел конкретные примеры. Обобщая данные других авторов по форме массивов Урала, И.А. Малахов /9/ кроме перечисленных назвал факолитовую и акмолитовую формы. Следует подчеркнуть, что И.А. Малахов впервые отметил связь формы массива с его размерами: "чем меньше размеры массива ультрабазитов, тем больше его форма зависит от второстепенных структур вмещающих его пород". Именно с этим явлением он связал появление линзообразных, дайкообразных и факолитовых форм массивов. Наличие резких несогласий между телами гипербазитов и вмещающих толщ объясняется им внедрением гипербазитов по зоне разломов в ранее дислоцированные вмещающие толщи. Среди пироксенит-дунитовых массивов Урала О.К. Иванов /6/ указывает наличие массивов штокообразной формы.

При изучении базит-ультрабазитовых ассоциаций Монголии /12/ также была установлена генетическая и пространственная связь их с зонами глубинных разломов. Гипербазитовые массивы, трассирующие эти разломы, в большинстве своем представлены линзо-, пластообразными телами, в которых длина значительно превышает ширину. Плоскости сместителей, ограничивающие тела, имеют крутые и субвертикальные элементы залегания. Для независимой оценки условий залегания гипербазитов нами проведены геомагнитные измерения на ряде массивов Монголии. В предлагаемой вниманию работе мы постарались увязать геологические наблюдения по замерам элементов залегания гипербазитовых тел и вмещающих их толщ и геофизические данные по результатам геомагнитной съемки гипербазитовых массивов, что в совокупности позволяет полученные результаты наблюдений и измерений проинтерпретировать на глубину. Объектами для данной статьи послужили массивы, локализованные как в каледонских складчатых сооружениях, так и в герцинских.

Геомагнитные исследования проводились методом главным образом профильной и реже площадной съемки магнитного поля  $\Delta Z_a$  различного масштаба. Профильные магнитометрические измерения проводились на магнитометре М-27М вкрест простирания изучаемых тел с неравномерным шагом от 10 до 300 м с топографической и геологической привязками на местности с помощью шагомера, фотосхем и топооснов масштаба от 1:10 000 до 1:100 000. Азимутальная кривая магнитометра при ориентировке прибора от 300 до 360° имела вариации до 40 нТл, т.е. 0,4 единицы шкалы деления. В пределах указанной ориентировки и проводились измерения на поясах. Сползание ноль-пункта прибора за 4-5 ч работы в среднем составляло  $\pm 10-20$  нТл. Среднеквадратичная погрешность профильных исследований, полученная по повторным 10%-ным измерениям в зонах плавно меняющегося поля, составляла (для различных участков) от  $\pm 9$  до  $\pm 20$  нТл. Геологическая привязка практически осуществлялась на всех выходах коренных пород вдоль линии профиля. На Думбэрэльской гипербазитовом массиве, имеющем большую площадь и изометричную форму, проведена площадная съемка, которая по количеству точек в пяти измеренных профилях соответствует кондициям масштаба 1:50 000. Предварительно перед магнитной съемкой измерялась магнитная восприимчивость пород гипербазитовых массивов и вмещающих их толщ. Массовые измерения магнитной восприимчивости пород ( $\kappa$ ), необходимой для интерпретации аномалий  $\Delta Z$ , проводились с помощью каппаметра максимальной чувствительности  $1 \cdot 10^{-5}$  ед. CGSM, Диапазон измерений  $\kappa$  - от 0 до  $10\,000 \cdot 10^{-6}$  ед. CGSM. Общее количество измерений на примере гипербазитовых массивов хр. Хан-Хухэй составило примерно 5000 образцов-измерений.

Методика интерпретации наблюдаемых аномалий  $\Delta Z$  заключалась в статистическом анализе значений измеренных величин магнитной восприимчивости пород ( $\kappa$ ). Затем с помощью геологической привязки над "чистой" аномалией, имеющей признаки выхода величин  $\Delta Z$  на нулевой уровень, определялось соответствие наблюдаемой амплитуды аномалии с вычисленной по формулам для пласта, выходящего на поверхность:

$$I_{\text{теор}} = \kappa H; \quad \Delta Z_{\text{теор}} = 2\pi \cdot I_{\text{теор}} \cdot \sin J / 10,$$

где  $I_{\text{теор}}$  - средняя величина модуля вектора намагниченности, ед. CGSM  $\times 10^{-6}$ ;  $H$  - горизонтальная составляющая напряженности магнитного поля Земли;  $J$  - наклонение магнитного поля Земли.

Если величина невязки ( $\Delta Z - \Delta Z_{\text{теор}}$ ) с 20%-ной точностью близка к нулю, то выходящие на поверхность породы были главным источником рассматриваемой аномалии. Если указанная невязка составляла 50 % и более от амплитуды наблюдаемой аномалии, то верхняя кромка возмущающего источника на глубине рассчитывалась по формулам методом характерных точек субвертикального пласта бесконечного простирания на глубину /8/, а также определялся угол падения этого пласта при условии вертикальной намагниченности пород по номограммам Л.В. Булиной /4/. Зная верхнюю кромку, приближенно оценивали глубину залегания нижней границы крутопадающих намагниченных тел. Естественно, что при определении нижней кромки необходимо наличие выхода периферических частей аномалии на постоянные асимптоты, называемые "нулевым" уровнем. Такими же методами определялись нижние и верхние кромки тел над изученными гипербазитовыми телами по высотным аномалиям  $\Delta T_a$ .

По величине магнитной восприимчивости изученные породы разделились на несколько групп. Наименее магнитными (до  $2-3 \cdot 10^5$  ед. CGSM) оказались терригенно-осадочные породы вмещающей толщи: кварциты, кремни, известняки, некоторые сланцы, песчаники. Следующая группа с намагниченностью  $10-30 \cdot 10^5$  ед. CGSM включает габброиды, диабазы, родингиты, офитовые серпентиниты и отдельные хромититы. Еще большей намагниченностью с интервалом от 600 до  $2000 \cdot 10^{-5}$  ед. CGSM обладают слабо серпентинизированные и свежие дуниты, гарцбургиты, пироксениты, отдельные типы преимущественно лизардитовых серпентинитов и хромититы. Самая высокая намагниченность ( $2000-6000 \cdot 10^{-5}$  ед. CGSM) характерна для серпентинитов смешанного состава и антигоритового, а также серпентинитов с хризотил-асбестовой минерализацией.

Далее остановимся на характеристике конкретных массивов. Джаргалантуйский массив располагается в центральной части хр. Хан-Хухэй в зоне глубинного разлома, разграничивающего высокометаморфизованные породы докембрия и венд-нижнекембрийские терригенно-вулканогенные образования. В плане массив представляет собой блочное, сложно построенное, нарушенное многочисленными разрывами тело, тектонически контактирующее с породами вмещающих толщ. Протяженность массива около 17 км при переменной ширине от 0,5 до 3 км. Массив сложен в разной степени серпентинизированными дунитами, аподунитовыми серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами и габброидами. С северного контакта массива докембрийские вмещающие образования и тектонические клинья венд-нижнекембрийских отложений имеют простирание слоистости и сланцеватости, согласное или близкое к со-

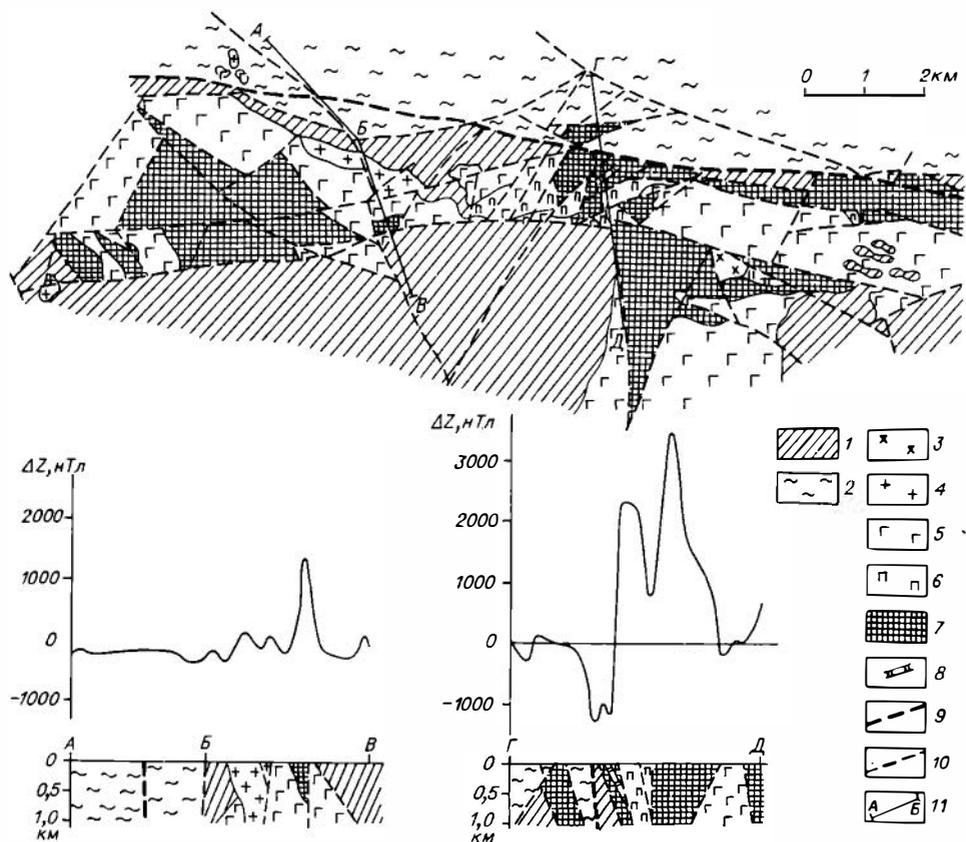


Рис. 1. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на Джаргалантуйском гипербазитовом массиве.

1 - карбонатно-кремнистые и вулканогенные образования (венд - нижний кембрий); 2 - гранито-гнейсы (архей); 3 - сиениты и граносиениты (средний палеозой), 4 - граниты (нижний - средний девон); 5 - габброиды; 6 - клинопироксениты; 7 - ультрабазиты (серпентинизированные дуниты и верлиты); 8 - линзы клинопироксенитов; 9 - Ханхухэйский глубинный разлом; 10 - разрывные нарушения; 11 - здесь и далее линии геомагнитных профилей.

гласному с общим простираем массива. Углы падения слоистости и сланцеватости вертикальные и субвертикальные ( $80^\circ$  на северо-запад и северо-восток). С южного контакта вмещающая венд-нижнекембрийская толща залегает с угловым несогласием по отношению к простираению массива /2/ и имеет субвертикальные и вертикальные углы падения.

Согласно геологическим наблюдениям, массив в целом можно интерпретировать как единое тело, ограниченное плоскостями сместителей, круто наклоненных к югу. В периферийных частях массива повсеместно наблюдаются зеркала скольжения. Геомагнитное профилирование (рис. 1) вкрест простираения Джаргалантуйского массива в двух пересечениях дало возможность интерпретировать до глубины 1 км массив как субвертикальное тело, сложенное, судя по данным геологического строения и графика  $\Delta Z$ , чередованием габброидов, пироксенитов и серпентинитов. На форму кривой  $\Delta Z$  оказывает заметное влияние разломная тектоника. Блоки серпентинитов выклиниваются

на глубину, свидетельствуя, вероятно, о линзо- или пластообразном залегании ультрамафитовых тел. Это же самое можно сказать о телах габбро и пироксенитов.

Думбэрэльский массив среди гипербазитовых массивов хр. Хан-Хухэй является самым крупным по площади. Открыт он и изучен лишь в последние годы. В плане массив имеет субизометричную форму, вытянутую в меридиональном направлении на 13 км при ширине 9 км. Вокруг массива в виде ксенолитов в гранитах и мелких тел во вмещающих карбонатно-терригенных отложениях встречаются листвениты и серпентиниты, приуроченные к оперяющим разломам (рис. 2). Массив со всех сторон, за исключением восточного контакта и небольшого тектонического клина с западной стороны, окружен розовыми калишпатовыми с примесью биотита гранитами девонского возраста. Вмещающие массив толши представлены венд-нижнекембрийскими андезито-базальтами, переслаивающимися с кристаллическими сланцами. В верхней части разреза появляются мраморизованные известняки с прослоями пород, алевролитов, песчаников и гравелитов. На всем протяжении восточной границы гипербазитов с вмещающими породами отчетливо фиксируется тектонический контакт, в отдельных случаях согласный с простираем пород рамы, иногда несогласный. В южном окончании массива на его выклинивании закартирована зона серпентинитового меланжа, содержащая различно ориентированные блоки вмещающих пород. По периферии массива, там где контакт хорошо обнажен, наблюдаются рассланцованные серпентиниты и серпентинизированные ультрамафиты, а также породы основного состава. Наиболее свежие ультрабазиты сохраняются внутри массива, а его контактовые части сложены преимущественно серпентинитами. В восточной части массива преобладают главным образом апогарцбургитовые серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты. В западной части и особенно в северной преобладают дуниты и аподунитовые серпентиниты.

Не останавливаясь на детальной характеристике вещественного состава и анализе взаимоотношений интрузивных и осадочно-метаморфических пород, отметим результаты геомагнитного изучения Думбэрэльского массива, которые представлены картой изолиний  $\Delta Z$  и геомагнитными разрезами по трем профилям (рис. 3, 4). Из анализа магнитного поля и соответствующих кривых  $\Delta Z$  вдоль профилей следует, что наиболее высокочастотные, сложно изрезанные кривые наблюдаются на северо-западе южной части массива и свидетельствуют о наличии в этих местах зон с высокой плотностью разрывных нарушений. Область хризотил-асбестовой минерализации, приуроченная к участкам интенсивных локальных минимумов  $\Delta Z$ , уверенно оконтуривается по комплексу геологических и геофизических признаков. Ее можно видеть на рис. 3 по отрицательным значениям  $\Delta Z$ , начиная с нулевых. По профилям вдоль линий ГДЕ и ЖИК в южной части массива можно проследить характер наклона западной части гипербазитового массива. Его отдельные контактовые участки имеют субвертикальный наклон к западу, тогда как на большей части западный контакт гипербазитового массива с контактирующими породами имеет наклон к востоку, т.е. гипербазитовый массив как бы налегает в западной части на прорывающие гипербазиты границы. Восточный контакт массива имеет в целом наклон к востоку, хотя отдельные его пограничные узкие блоки могут иметь субвертикальный наклон в противоположную сторону.

Интерес для интерпретации представляет "чистая" аномалия к востоку от массива на профиле АББ (см. рис. 3). Она примечательна тем, что расположена над немагнитными толщами и имеет заметные асимптотические периферийные части, выходящие на нулевой уровень. Возможно, эта аномалия связана с наличием гипербазитового тела на глубине.

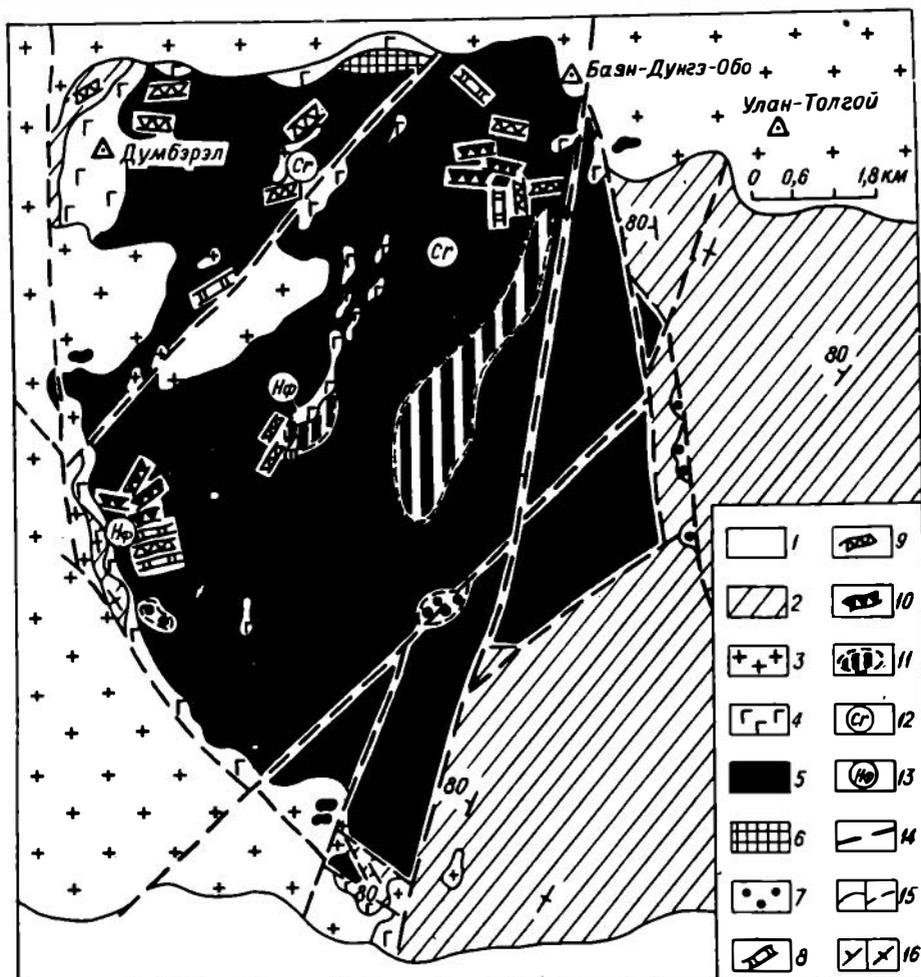


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Думбэрэльской гипербазитового массива.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - мраморизованные известняки, кварциты, миндалекаменные андезито-базальты, андезитовые порфиры, филлитовидные сланцы, песчаники, гравелиты (венд - нижний кембрий); 3 - различные граниты (нижний - средний девон); 4 - габбро крупнозернистое, среднезернистое до микрогаббро; 5 - антигоритовые, антигорит-лизардитовые серпентиниты, серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 6 - зона, насыщенная жилами клинопироксенитов; 7 - листовиты; 8 - жилы пироксенитов (энстатиты и вебстериты); 9 - дайки микрогаббро и базальтов; 10 - родингиты; 11 - поле повышенной хризотил-асбестовой минерализации; 12 - рудопроявления хромититов; 13 - проявления нефрита; 14 - разрывные нарушения; 15 - контакты: а - резкие, б - постепенные; 16 - элементы залегания полосчатости, слоистости: а - наклонные, б - вертикальные.

Расчет по указанной выше методике глубины залегания верхней кромки находится на отметке 0,5 км, нижней - около 1 км; угол падения тела, а следовательно, и восточной границы массива имеет восточное наклонение около  $80^\circ$ .

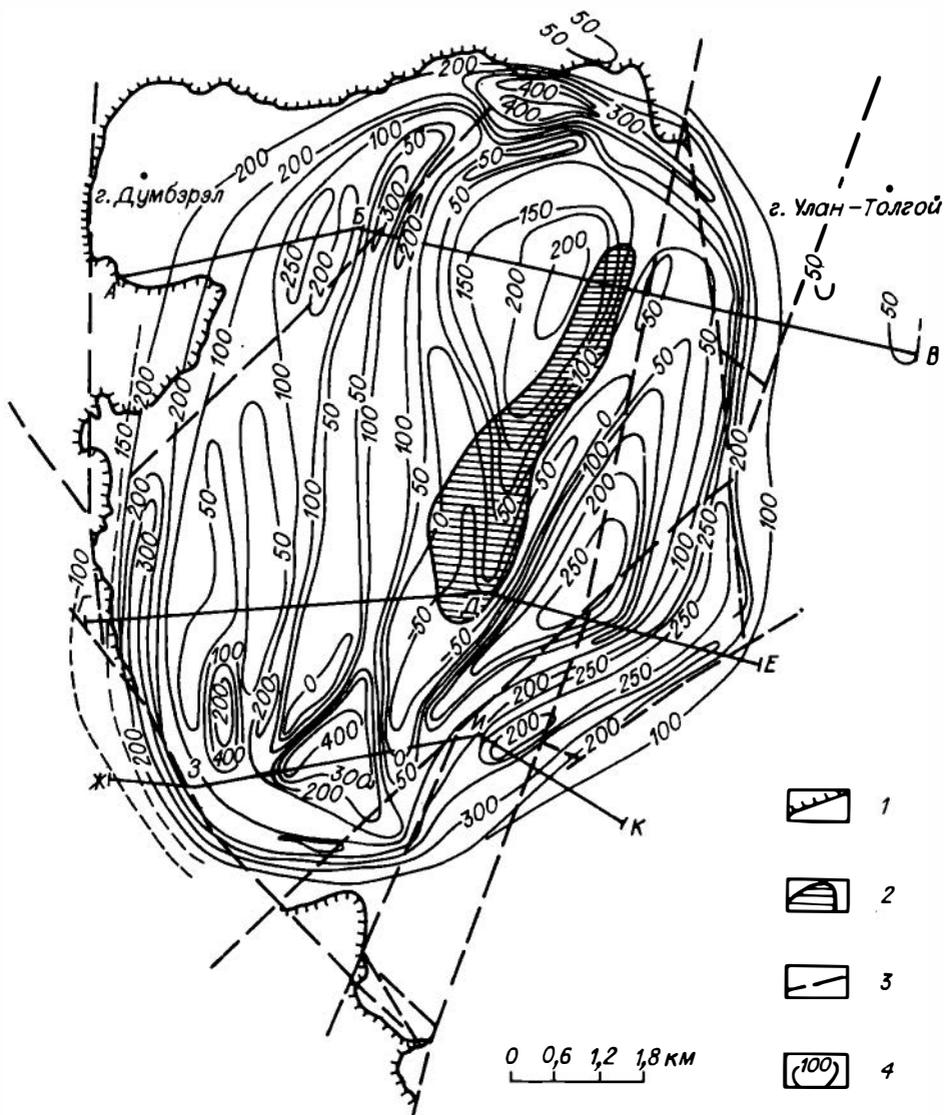


Рис. 3. Схема площадной геомагнитной съемки на Думбэрэльском гипербазитовом массиве.

1 - контур массива; 2 - зона повышенной асбестовой минерализации; 3 - разрывные нарушения; 4 - изолинии  $\Delta Z_a$ , нТл.

В целом Думбэрэльский массив можно интерпретировать как слегка вытянутое в субмеридиональном направлении крутопадающее на восток, юго-восток тело, прорванное со стороны лежащего блока девонскими (?) гранитоидами.

Ичитуингольский массив находится на южных склонах хр. Хан-Хухэй и представляет собой в настоящее время зону серпентинитового меланжа (франц. *melange* - смесь), которая протягивается в субширотном направлении на 27 км. В ее строении участвуют разновозрастные осадочно-метаморфические

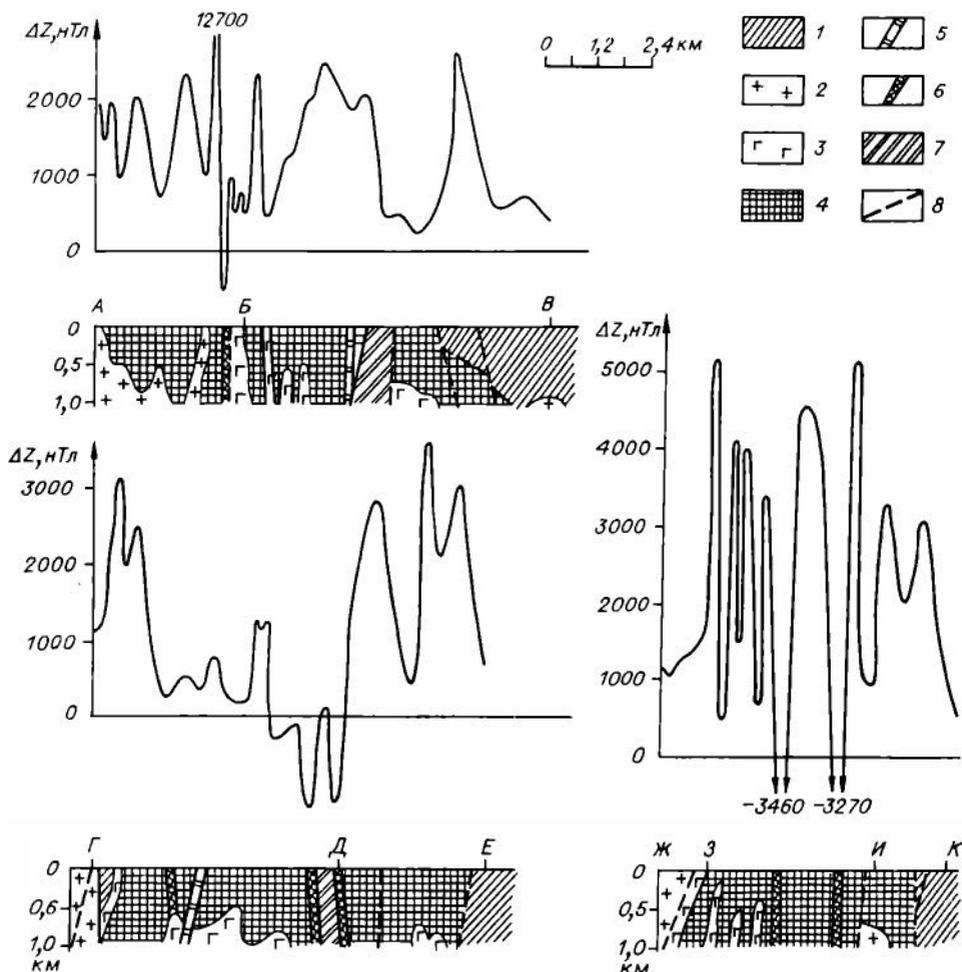


Рис. 4. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на Думбээрэльском гипербазитовом массиве.

1 - карбонатно-терригенные и вулканогенные породы (венд - нижний кембрий); 2 - граниты (нижний - средний девон); 3 - габброиды; 4 - ультрабазиты; 5 - жилы пироксенитов; 6 - дайки пород основного состава; 7 - поле повышенной хризотил-асбестовой минерализации; 8 - разрывные нарушения.

и интрузивные образования /18/. Ультраосновные породы зоны представлены главным образом различными серпентинитами, которые слагают большое количество разновеликих и разобьенных на современном эрозионном срезе тел.

Геомагнитные исследования по четырем профилям, ориентированным вквост простирания зоны, в ее наиболее широкой и узкой частях (рис. 5), показали наличие большого числа изолированных положительных аномалий, фиксирующих отдельные гипербазитовые тела. Геологические наблюдения и магнитные данные, а также расчет глубин залегания гипербазитовых тел позволяют говорить, что фиксируемые тела гипербазитов имеют субвертикальное падение с изменяющимся наклоном к югу или северу. Отдельные серпентини-

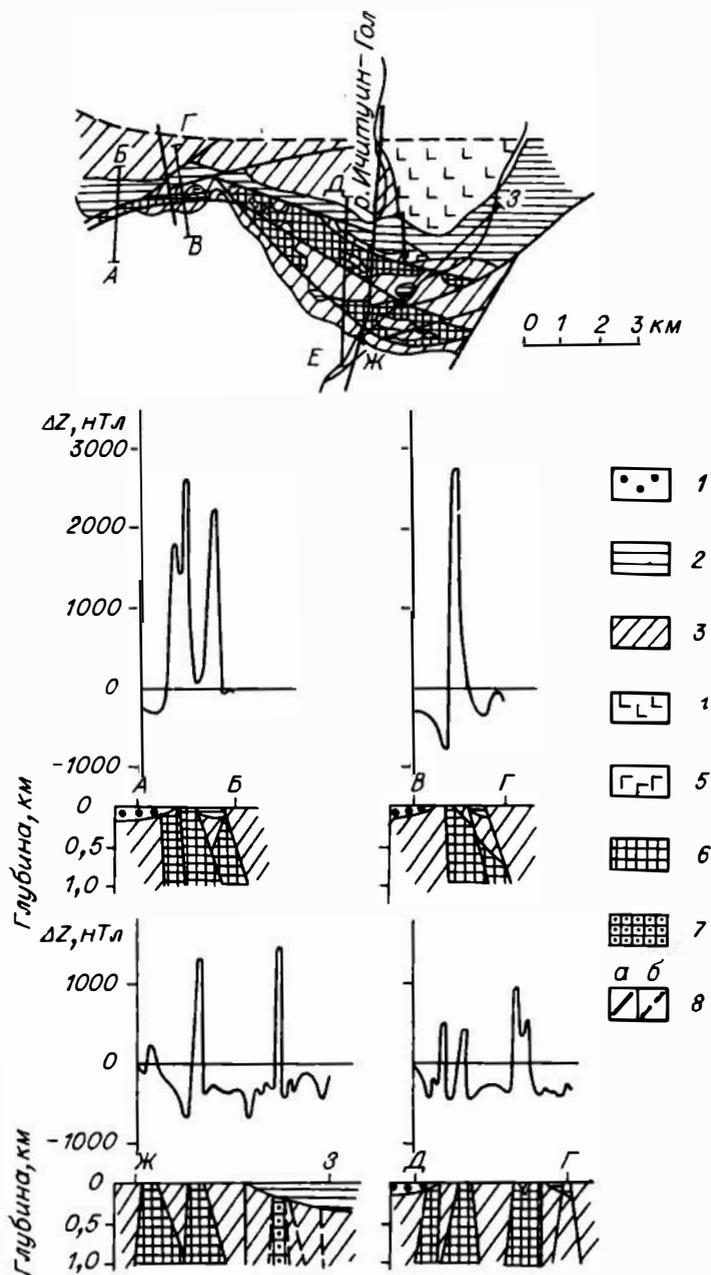


Рис. 5. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования Ичитуингольской зоны меланжа.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - красноцветная вулканогенно-терригенная толща (девон); 3 - вулканогенно-терригенные отложения (вендинский кембрий); 4 - щелочные эффузивы (юра); 5 - габброиды; 6 - серпентиниты; 7 - серпентиниты, установленные под отложениями девона; 8 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые.

зированные тела, картируемые на дневной поверхности как изолированные, на глубине около 1 км могут образовывать единое тело. Наличие аномалий на площадях, сложенных красноцветными терригенно-вулканогенными образованиями девона (см. рис. 5), позволяет предполагать под ними скрытые тела ультрабазитов. Полосчатость и рассланцовка во вмещающих породах практически везде согласны с элементами залегания серпентинитовых тел. Поскольку внедрение гипербазитов происходит в период сжатия, то они как более пластичные по сравнению с вмещающими породами образования приобретают ориентировку, зависящую от пород рамы. Субвертикальное залегание серпентинитовых тел в данном массиве подтверждается также прямыми геологическими наблюдениями. Так, в глубоких врезках рек и временных потоков, стекающих с южных склонов хр. Хан-Хухэй, обнажаются тела серпентинитов, которые картируются в виде узкой прямой полосы, совершенно не имеющей залывов, как это было бы в случае слабонаклонного или субгоризонтального залегания.

Цагдултуинский массив расположен в 22 км к западу от оз. Цабдал-Нур и ориентирован в северо-восточном направлении. Его длина составляет 6 км при ширине 1 км. Массив локализован среди докембрийских глубоко метаморфизованных пород, представленных гранитогнейсами, кристаллическими гранатсодержащими сланцами, амфиболовыми и дистеновыми с прослоями белых, розовых, серых и черных мраморов. Метаморфическая толща интенсивно дислоцирована с образованием узких линейных складок, в антиклинальных частях которых обнажаются мраморы в виде острых гряд, вытянутых согласно простирацию толши и образующих положительные формы рельефа.

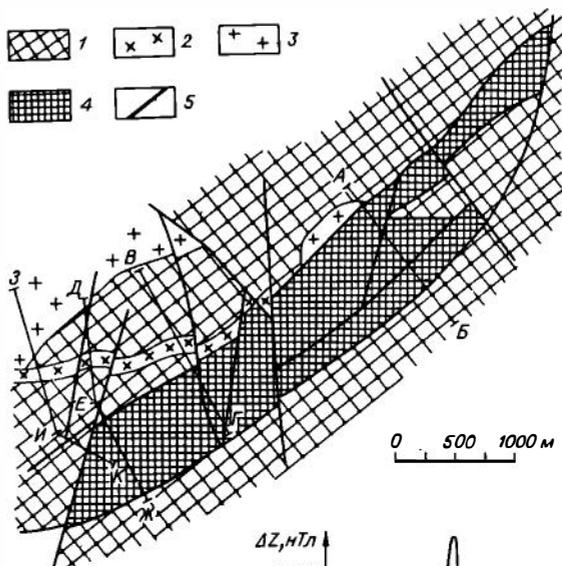
Согласно геологическим данным, Цагдултуинский массив представляет собой узкое пластинообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении (аз. пр.  $45^{\circ}$ ) и падающее на северо-запад под углом  $65^{\circ}$ . Простираение вмещающих метаморфических пород варьирует от  $30^{\circ}$  до  $80^{\circ}$  с углом падения  $50-80^{\circ}$  либо на северо-запад, либо на юго-восток. На большей части контакта массив имеет несогласное залегание с породами рамы, и только в средней его части по северо-западному контакту элементы залегания вмещающей толши и массива совпадают. Резкое несогласие отмечается на окончаниях массива.

Массив имеет характерные максимумы аномалий в приконтактных частях гипербазитового тела. По аномалии на профиле ВГ (рис. 6) хорошо читается наклон тела массива на северо-запад. Приближенная оценка нижней кромки гипербазитового массива не превышает 1 км. Сопоставляя пространственное положение массива с картой напряженности магнитного поля  $\Delta T_a$ , полученной при аэромагнитной съемке на высоте 400 м, отмечается, что выделенная на ней изометричная положительная аномалия имеет эпицентр, смещенный на 2-3 км к северо-западу от закартированного нами массива. Расчетные глубины залегания нижней границы исследуемого тела гипербазитов по аномалиям  $\Delta T_a$  составляют 3-5 км для разных ветвей кривой. Очевидно, закартирована только небольшая обнаженная часть гипербазитового массива. Основной же, больший его объем, скрытый породами метаморфической толши, простирается на северо-запад от закартированного тела гипербазитов на 2-3 км и в целом может иметь более глубокие корни, чем те, которые были доступны нашим исследованиям.

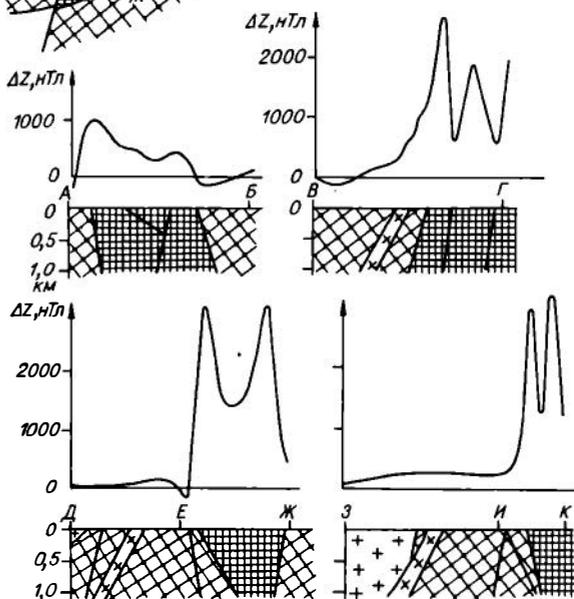
Тэмэндэрский массив. Под этим названием фигурируют пять разобщенных на современном эрозионном срезе тел, из которых два находятся с северной стороны, а три - с южной. Все тела расположены на южном склоне хр. Хан-Хухэй у его фаса. На массиве интенсивно проявлена блоковая тектоника (рис. 7, 8). Северная группа тел (см. рис. 7) приурочена к зоне раз-

Рис. 6. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на Цагдугтинском гипербазитовом массиве.

1 - гранито-гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов (средний протерозой); 2, 3 - гранитоиды (нижний - средний девон): 2 - фельзит-порфиры, 3 - калишпатовые граниты; 4 - ультрабазиты; 5 - разрывные нарушения.



ломов субмеридионального простирания с незначительным отклонением к западу. Зона отделяет венд-нижнекембрийские вулканогенные образования от одновозрастных карбонатно-терригенных отложений, среди которых преобладают серые мраморизованные известняки с прослоями, обогащенными кремнистым материалом. Элементы простирания полосчатости в известняках  $310^\circ$ , падение на северо-восток под углом  $35^\circ$  до вертикального. Также ориентированы и ультраосновные тела, длина которых составляет 2 км при ширине до 300 м. Согласно геологическим данным и результатам геомагнитного профилирования, серпентинитовые тела северной части Тэмэндэрского массива имеют форму пластин, субвертикально погружающихся на глубину. К особенностям этой группы тел следует отнести тот факт, что гипербазиты по полю  $\Delta Z$  не выделяются однозначно ввиду соизмеримости их модуля вектора намагниченности с породами эффузивной толщи.



Южная группа гипербазитов состоит из трех тел, локализованных, как и в первом случае, в зоне, разделяющей вулканогенные образования с карбонатно-терригенными отложениями. Однако в отличие от северной группы тел простирание этой зоны, а также гипербазитовых тел - северо-восточное. Три тела образуют линзовидный блок, вытянутый на 8 км при ширине около 2 км (см. рис. 8). Геомагнитное профилирование показывает, что выходы гипербазитов, по крайней мере до глубины 1 км, представляют собой самостоятельные тела, возможно на большей глубине соединяющиеся в единое тело. В обобщенном виде южную группу тэмэндэрских тел можно интерпретировать

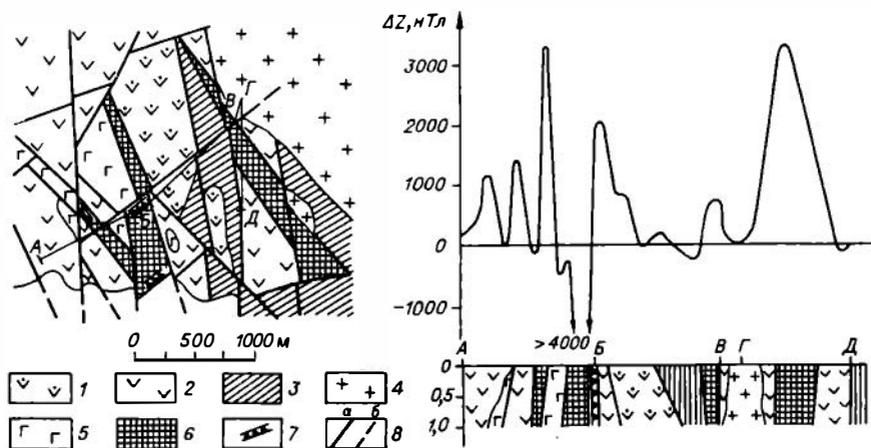


Рис. 7. Схематический разрез по данным геомагнитного профилирования на северных телах Тэмэндэрского гипербазитового массива.

1 - андезиты-базальты и их туфы (нижний кембрий); 2 - вулканогенная толща (венд - нижний кембрий); 3 - зеленокаменно измененные андезиты-базальты, андезиты, андезитовые порфириды и их туфы; 4 - граниты (девон); 5 - габбро; 6 - серпентиниты; 7 - родингиты; 8 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые.

как линзовидное тело с крутым субвертикальным падением на северо-запад.

Моритугольский массив расположен вблизи р. Мориту-Гол, сухое русло которой вскрывает его северное окончание. Обнаженная часть массива вытянута в северо-западном направлении на 3 км при максимальной ширине до 2 км. В юго-западной части он почти наполовину перекрыт маломощными рыхлыми отложениями, под которыми наличие гипербазитов устанавливается по геомагнитным замерам. В целом массив имеет субмеридиональную ориентировку. Его западная граница надежно устанавливается по резкому падению вектора магнитной напряженности (рис. 9). Массив вмещает венд-нижнекембрийскими отложениями, представленными мраморизованными известняками и кварц-хлорит-серишитовыми сланцами. Восточный контакт массива - почти на всем протяжении согласный с простираем вмещающих толщ ( $320^\circ$ ). Что же касается остальных контактов массива, то там, где они обнажены, наблюдаются несогласия их с простираем пород рамы. В целом массив можно интерпретировать как мозаично-раздробленное разрывными нарушениями субвертикальное тело, вероятно выклинивающееся на глубину.

Оргильский массив, как и Моритугольский, структурно приурочен к северному продолжению Дзабханской зоны глубинных разломов. Он имеет северо-западное простираем, размеры 2,0 x 0,5 км и обнажается из-под современных рыхлых отложений, окружающих его со всех сторон. Согласно геологическим наблюдениям и данным геомагнитного профилирования, массив состоит из трех тел, разделенных метаморфическими породами: кварцитами, мраморизованными известняками, кристаллическими сланцами, амфиболитами. Геомагнитное профилирование показывает, что тела ограничены субвертикальными плоскостями сместителей (рис. 10). Интерпретация геомагнитных данных свидетельствует о расположении нижней кромки тела на глубине не менее чем 1 км. Скважина, пробуренная на восточном контакте массива, не вышла из

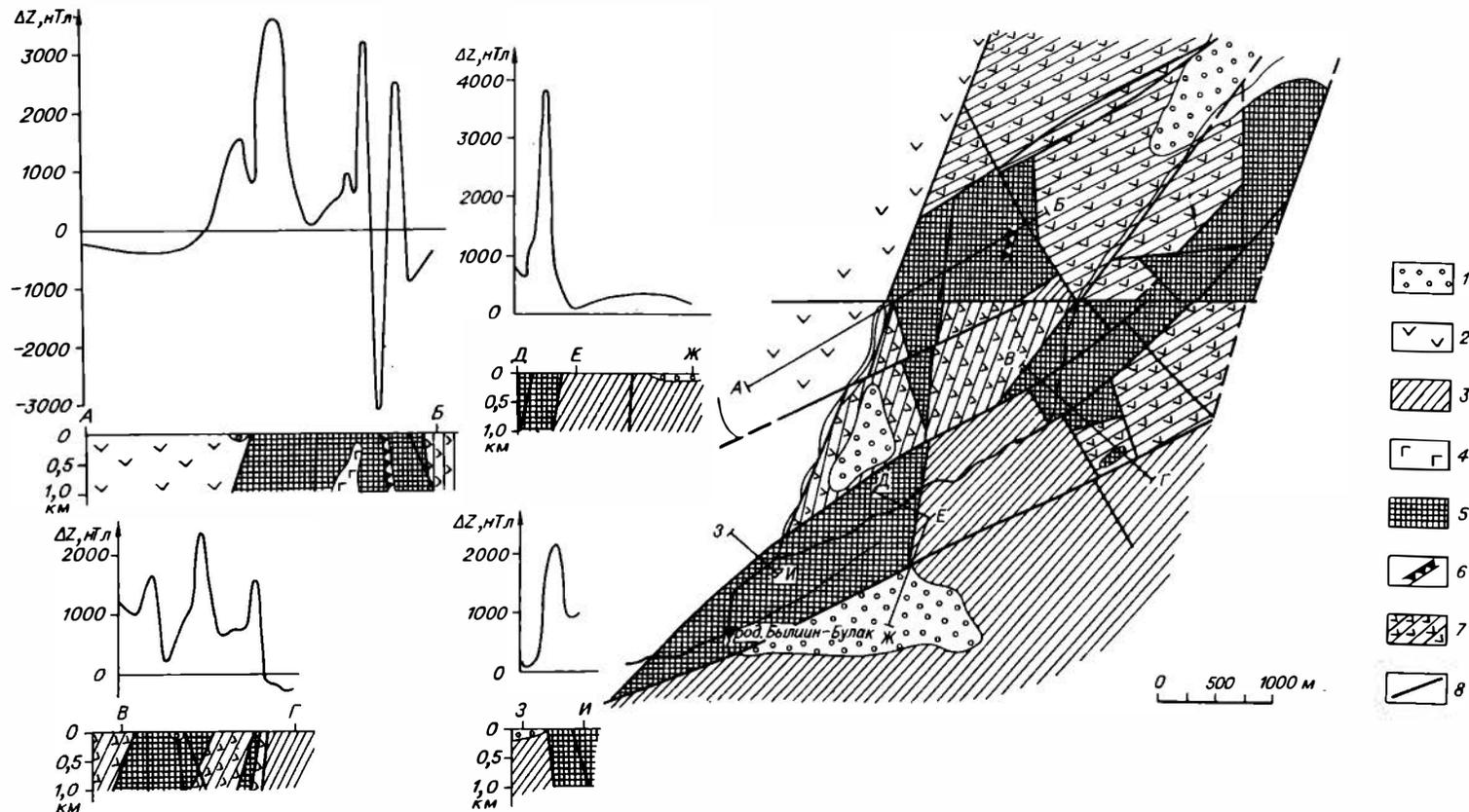


Рис. 8. Схематический разрез по данным геомагнитного профилирования на южных телах Тэмэндэрского гипербазитового массива.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - вулканогенные образования (венд - нижний кембрий); 3 - карбонатно-кремнистые отложения (венд - нижний кембрий); 4 - габбро; 5 - гипербазиты (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты); 6 - родингиты; 7 - комплекс даек основного состава; 8 - тектонические нарушения.

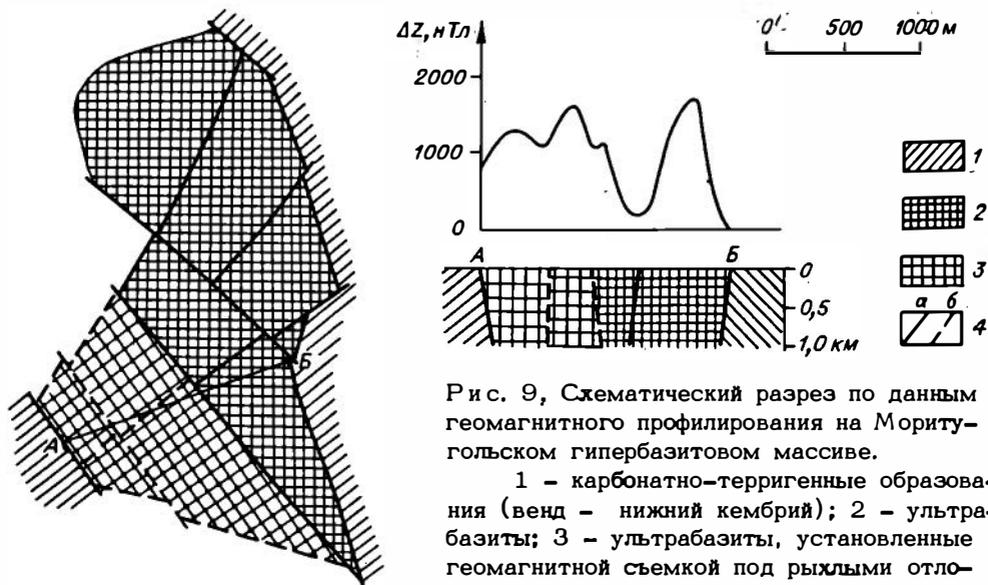


Рис. 9, Схематический разрез по данным геомагнитного профилирования на Моритугольском гипербазитовом массиве.

1 - карбонатно-терригенные образования (венд - нижний кембрий); 2 - ультрабазиты; 3 - ультрабазиты, установленные геомагнитной съемкой под рыхлыми отложениями; 4 - разрывные нарушения: а - установленные, б - предполагаемые.

гипербазитов, что вполне согласуется с приведенными нами данными о глубинном его строении.

Алагульский массив является одним из наиболее крупных в Западной Монголии. Он обнажается на южном склоне хр. Ихэ-Дариби и протягивается в широтном направлении на 28 км при ширине до 6 км /5/. С северной стороны массива согласно его простиранию, как бы облекая, располагается метаморфическая вмещающая толща, сложенная различными кристаллическими сланцами, амфиболитами, кремнистыми и карбонатными породами. Падение метаморфических пород  $65-70^\circ$  на юг под массив. Южная граница массива на всем протяжении перекрыта четвертичными делювиально-пролювиальными отложениями конусов выноса. Ранее /5/ предполагалось наличие здесь разрывного нарушения, тектонически отделяющего гипербазиты от венд-нижнекембрийских отложений.

Внутри массива среди гипербазитов обнажается тектонический клин докембрийских метаморфических пород, содержащих горизонты диаспоровых бокситов, корундитов и других высокоглиноземистых пород. Геомагнитное профилирование вкрест простирания массива, включая частично тектонический блок, показывает, что кривые имеют резко "изрезанный" характер, причем в двух случаях есть два интенсивных положительных максимума  $\Delta Z$  и один интенсивный отрицательный минимум (рис. 11). Положительные максимумы можно связывать с наличием на глубине нескрытых тел высокоглиноземистых пород, которые обладают повышенной намагниченностью из-за наличия в них большого количества магнетита и соответственно высокого содержания железа /5/. На основании геологических данных и результатов геомагнитного профилирования Алагульский массив можно рассматривать как крупное линзообразное крутопогружающееся ( $65-70^\circ$ ) на юг тело, содержащее тектонические блоки докембрийских метаморфических пород. По данным геомагнитного профилирования истинная мощность гипербазитового тела может оказаться значительно больше закартированной на дневной поверхности, так как с южного контакта верхняя кромка массива полого погружается под рыхлые отложения и его южное ограничение пока не установлено.

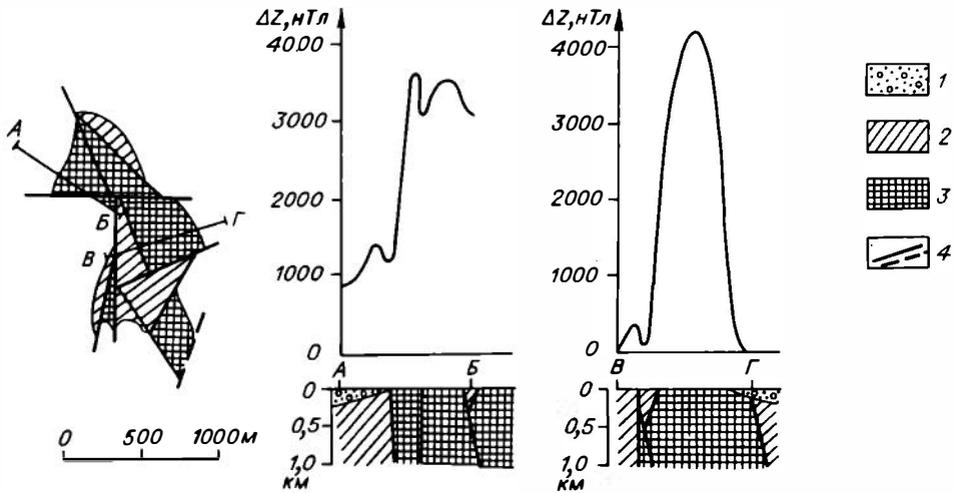


Рис. 10. Схематическая геологическая карта Оргильского гипербазитового массива.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - мраморизованные известняки, кварциты с прослоями кристаллических сланцев (венд - нижний кембрий); 3 - амфибол-плаггиоклаз-кварцевые породы; 4 - разрывные нарушения (установленные и предполагаемые).

Наранский массив расположен в восточной части хр. Хан-Тайшин-Ула. Один из крупнейших в Дзэбханской зоне, в плане он представляет собой линзовидное тело длиной 38 км при максимальной ширине до 10 км с учетом ультраосновных тел-сателлитов, распространенных по южному контакту массива вдоль зон оперяющих разломов.

Детальными геологическими исследованиями на Наранском массиве [12] было показано, что его пластинообразное тело наклонено к северу под углом  $70^\circ$  и полого погружается на восток под углом  $30^\circ$ . Вмещающая толща представлена венд-нижнекембрийскими осадочно-вулканогенными породами, состоящими из карбонатизированных известняков, хлорит-серпигитовых и кварц-альбит-хлоритовых сланцев, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Отложения вмещающей толщи дислоцированы с образованием моноклинали, вытянутой в субширотном направлении и падающей на северо-восток. Массив ориентирован согласно с залеганием вмещающих пород, и только на западном выклинивании массив и вмещающая толща имеют падение на юг под углом  $60^\circ$ .

Геоманнитные измерения, проведенные по двум профилям, показали, что кривая вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$  имеет резко частотный характер, отражая сложное расчлененное строение массива и высокую концентрацию разрывных нарушений. По линии профиля происходит чередование габброидов, вулканогенно-терригенных отложений и ультраосновных пород. Максимумы кривой  $\Delta Z$  соответствуют гипербазитам, минимумы - габброидам и зонам разломов. Вулканогенно-терригенные отложения отдельно на графике не выделяются. В одном случае на кривой  $\Delta Z$  зафиксирована локальная сильно магнитная положительная аномалия, а (см. рис. 7, 8, 11) рядом с ней, как и в других случаях, отмечается отрицательная магнитная аномалия. Природа как положительной, так и отрицательной аномалий пока не уста-

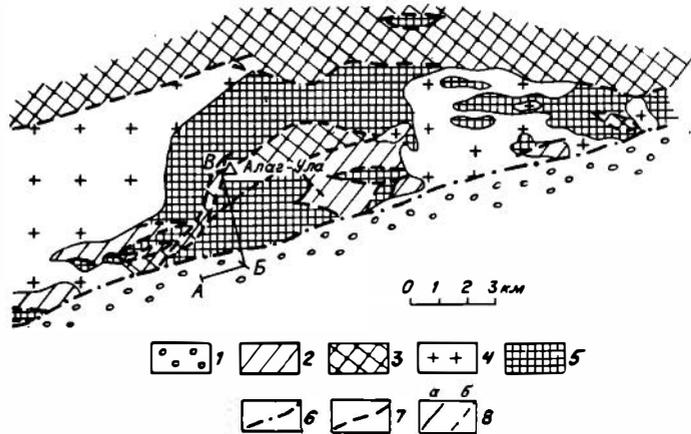
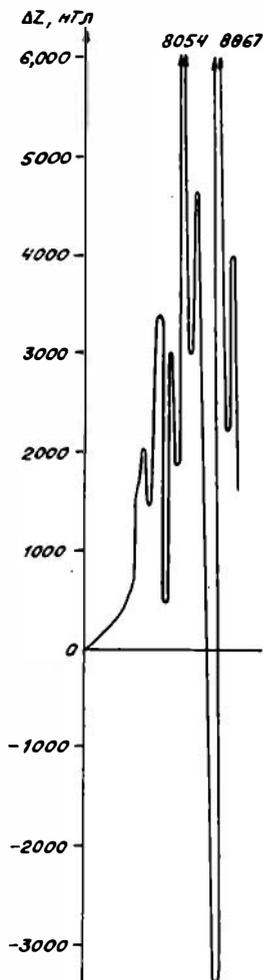
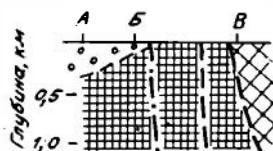


Рис. 11. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на Алагульском гипербазитовом массиве.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - осадочно-вулканогенные отложения (венд - кембрий); 3 - гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов, диаспоровые бокситы, кварциты и мраморы (рифей); 4 - граниты, гранодиориты, диориты (девон); 5 - ультрабазиты; 6 - глубинный разлом; 7 - разрывные нарушения; 8 - контакты: а - установленные, б - предполагаемые.



новлена. Можно лишь предполагать наличие зоны разлома, с которой связана наложенная рудная минерализация, содержащая скопление ферромагнитных минералов.

В плане Наранский массив состоит из одного крупного и ряда мелких сателлитных тел. Ранее по результатам геологического картирования [7] крупное тело рассматривалось в качестве главного. Однако геомагнитные измерения, позволяющие анализировать внутреннее строение объектов, заставляют по-иному интерпретировать имеющиеся геологические данные (рис. 12). Расчеты уровня залегания нижней крошки гипербазитов Наранского массива дают

глубину не менее 5 км. Гипербазиты здесь слагают как бескорневые, так и уходящие на большую глубину тела. Некоторые из них, вероятно, соединяются на нижних горизонтах, образуя единый массив. Крупное на эрозионной поверхности тело, рассматриваемое раньше в качестве главного [7], по резко частотному характеру кривой  $\Delta Z$  следует интерпретировать как разобщенные на глубине отдельные тела.

Северный контакт Наранского массива ограничен субвертикальной плоскостью разрывного нарушения вертикального падения. Южный контакт также тектонический. Он ограничивается системой разрывных нарушений, плоскости сместителей которых круто погружаются на юг. Вулканогенно-терригенные отложения в виде тектонических разновеликих блоков, выклинивающихся на глубину, обильно насыщают южную часть массива. Во многих частях массива из-

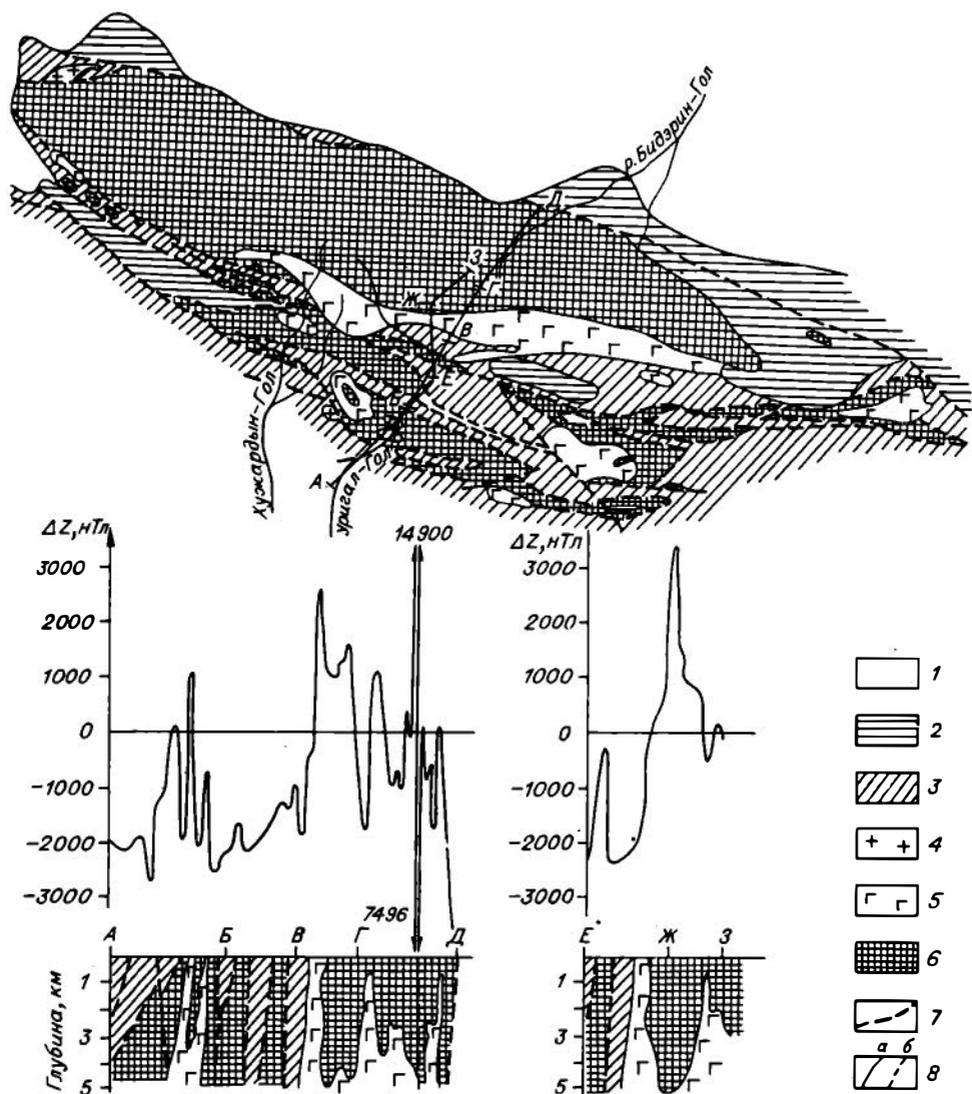


Рис. 12. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на Наранском гипербазитовом массиве.

1 - современные рыхлые отложения; 2 - вулканогенно-терригенные отложения (девон); 3 - вулканогенно-сланцево-карбонатная толща (венд - нижний кембрий); 4 - граниты, плагииграниты; 5 - габброиды; 6 - ультрабазиты; 7 - разрывные нарушения; 8 - контакты: а - установленные, б - предполагаемые.

вестны тела габброидов, число которых может быть больше, чем закартировано на поверхности, так как некоторые отрицательные аномалии на кривой  $\Delta Z$  можно связывать с нескрытыми телами габброидов. Последние могут иметь генетическую связь с гипербазитами, но могут быть и самостоятельными интрузиями анортозит-вебстерит-габброноритовой или, как частный случай, вебстерит-габброноритовой формации /16/. В обобщенном виде Наран-

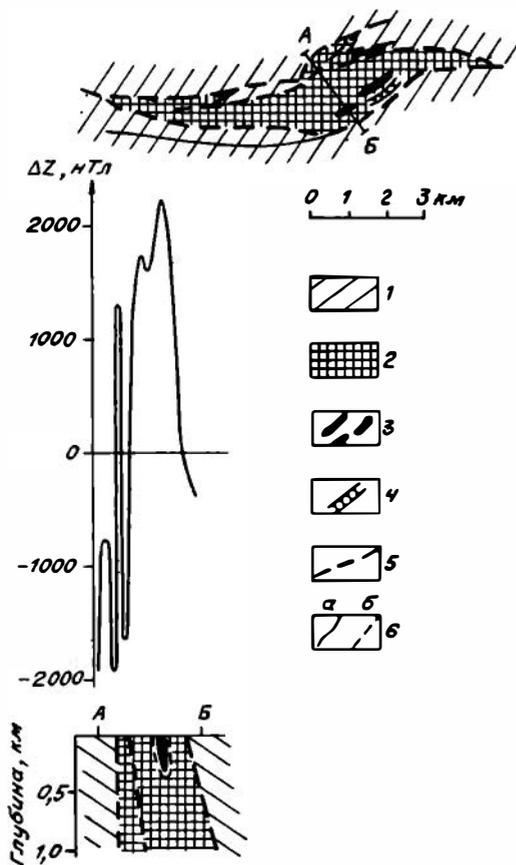


Рис. 13. Схематический разрез по данным геомагнитного профилирования на Найтуринском гипербазитовом массиве.

1 - вулканогенно-осадочные отложения (венд - кембрий); 2 - ультрабазиты; 3 - амфиболиты; 4 - дайки диоритов; 5 - разрывные нарушения; 6 - контакты: а - наблюдаемые, б - предполагаемые.

ский массив представляет собой пластинообразное тело, имеющее в плане линзовидную форму, которое круто погружается на юг, срезаясь по северному контакту плоскостью сместителя, субвертикально падающей на юг.

Найтуринский массив находится в Монгольском Алтае в западном окончании Ихэбогдинского гипербазитового пояса /1/. Массив имеет в плане форму линзы длиной 5 км и максимальной шириной 2 км. С северной стороны массив тектонически контактирует с эффузивно-терригенной толщей, состоящей из зеленокаменно-измененных порфиритов, туфов и мраморизованных известняков.

Вмещающие породы интенсивно динамометаморфизованы в зонах разрывных нарушений и падают под углом  $75-80^\circ$  на юг, юго-восток под массив. С южной стороны массива располагается существенно осадочная толща, сложенная с углами падения  $40-60^\circ$  на юг, юго-восток. По геологическим /12/ и геофизическим данным (рис. 13) Найтуринский массив интерпретируется на глубину не менее 1 км как линзовидное тело с падением на юг, юго-восток. При этом плоскость сместителя с южной стороны погружается более полого, чем с северной. Северная часть массива интенсивней тектонизирована по сравнению с южной.

Массивы Манлайского гипербазитового пояса относятся к объектам, расположенным среди герцинских складчатых сооружений. Геомагнитное профилирование проведено на двух массивах, закартированных в 4 км к востоку и 10 км на северо-запад от сомона Манлай. В плане оба массива выглядят узкими линзовидными телами, согласными с простиранием вмещающих осадочно-вулканогенных толщ (рис. 14). Манлайский гипербазитовый пояс /1/ занимает внутригеосинклинальное положение. Гипербазитовые массивы, трассирующие пояс, ассоциируют с вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми отложениями позднесилурийского и раннедевонского возраста. Ультрасосновые массивы, формирующие пояс, представляют собой мелкие пластинообразные тела, ограниченные субвертикальными плоскостями сместителей. Они являются типичными представителями массивов, локализованных в герцинских склад-

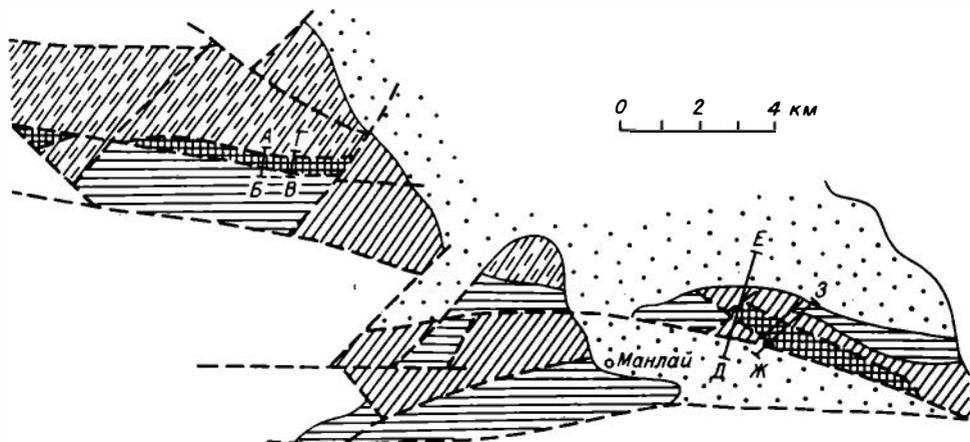


Рис. 14. Схематические разрезы по данным геомагнитного профилирования на гипербазитовых массивах в районе сомона Манлай.

1 - терригенные отложения (мел); 2 - существенно терригенная толща с прослоями туфов и лав (нижний карбон); 3 - кремнисто-аргиллитовые породы (нижний девон); 4 - вулканогенно-осадочные отложения (силур - нижний девон); 5 - ультрабазиты; 6 - разрывные нарушения; 7 - контакты: а - установленные, б - предполагаемые.

чатых комплексах, поэтому полученные данные можно с большой степенью точности распространять и на другие массивы герцинской области. Как видно, кривые (см. рис. 14) вертикальной составляющей магнитного поля  $\Delta Z$  характеризуются острыми локальными положительными аномалиями, что свидетельствует о вертикальном положении плоскостей сместителей, ограничивающих гипербазитовые тела. Наличие на кривой  $\Delta Z$  мелких положительных максимумов говорит, возможно, о существовании на глубине нескрытых гипербазитовых тел. Интерпретация геомагнитных и геологических данных показывает, что гипербазиты этого региона слагают пластино- и линзообразные тела, ограниченные вертикальными плоскостями разрывных нарушений, уходящих корнями на глубину не менее 1 км.

Таким образом, изучение базит-гипербазитовых массивов Монголии по-

казало, что в данном регионе они широко развиты и локализуются как в древних, каледонских, так и в более молодых, герцинских, складчатых сооружениях. Рисунок размещения базит-гипербазитовых массивов и в каледонских, и в герцинских структурах имеет линейный характер, отражая существование протяженных узких зон. Специфический набор вулканогенно-терригенных отложений, наличие ассоциирующихся с ними гипербазитов, которые имеют глубинное происхождение, более поздние интрузии основного (в некоторых случаях и кислого) состава, неоднократные тектонические движения, ярким отражением которых в древнее время являются зоны серпентинитового меланжа, а в настоящее время альпийские формы рельефа, наличие висячих террас и т.д. указывают на длительный период развития этих зон, уходящих корнями в глубинные горизонты Земли.

В результате геологических исследований, проведенных более чем на 200 гипербазитовых массивов Монголии, а по некоторым из них получены и геомагнитные данные, установлено, что все эти массивы независимо от размеров представляют собой пластино- и линзообразные тела, ограниченные крутонаклонными и субвертикальными плоскостями сместителей. Расчеты глубин залегания нижней кромки ультрабазитов свидетельствуют о субвертикальных ограничениях слагаемых ими тел, простирающихся на глубину не менее 1 км, а в отдельных случаях до 5 км. Тела гипербазитов, сложенные чаще всего серпентинитами, в одних случаях на глубине выклиниваются, в других, напротив, соединяются в единое тело.

Геологические наблюдения и геомагнитные данные по условиям залегания и форме гипербазитовых тел, а также приуроченность как отдельных массивов, так и целых гипербазитовых поясов к крупным тектоническим структурам, разделяющим либо разновозрастные складчатые образования, либо разнофациальные разновозрастные зоны /1, 12/, позволяют говорить о тектоническом внедрении гипербазитов по долгоживущим структурам глубинных разломов, вдоль которых происходят субвертикальные движения отдельных блоков земной коры. Разный уровень эрозии этих блоков обнажает разновозрастные или разнофациальные образования. И если первоначально гипербазиты попали в зоны этих разломов при их заложении в условиях растяжения земной коры, то срывы гипербазитовых тел и последующие их тектонические внедрения на более высокие стратиграфические уровни происходили в условиях сжатия. Такая трактовка, по моему мнению, наиболее полно отражает наблюдаемые особенности морфологий и условий залегания гипербазитовых массивов.

#### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Пинус Г.В., Ступаков С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). - Новосибирск, 1985. - 37 с. (Препринт).
2. Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит габбровая формация Монголии. - Новосибирск, 1987. - 47 с. (Препринт).
3. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - 320 с.
4. Будина Л.В. Приближенная оценка глубин залегания нижней границы крутопадающих намагнитченных тел // Разведочная геофизика. - М.: Недра, 1966. - Вып. 15. - С. 99-104.

5. Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии / Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Зайцев Н.С. Н.С., Баярхуу Ж. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1981. – 97 с.
6. Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксен-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. – 58 с. (Препринт).
7. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. – С. 58–95.
8. Логачев А.А. Курс магниторазведки. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – 295 с.
9. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. – Свердловск: Уральский филиал АН СССР, 1966. – 234 с.
10. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1945. – № 5. – С. 23–45.
11. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1956. – № 1. – С. 90–105.
12. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. – М.: Наука, 1984. – 200 с.
13. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. – М.: Наука, 1966. – 210 с.
14. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. – М., 1955. – 135 с.
15. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 295 с.
16. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1987. – С. 4–59.
17. Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. – М.: Изд-во АН СССР, 1948. – 128 с.
18. Ступаков С.И., Агафонов Л.В., Шеремет О.Г. Ичитунгольская зона меланжа (МНР) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1987. – С. 76–95.

Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин, С.Г. Уймин

КАЛЬЦИЙ-АЛЮМИНИЕВОЕ ОТНОШЕНИЕ

В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ

КАК ИНДИКАТОР СТЕПЕНИ

УНАСЛЕДОВАННОСТИ СОСТАВА ХОНДРИТОВ

Петрогенетическое значение кальций-алюминиевого отношения определяется его удивительным постоянством во всех классах хондритов независимо от отношения объемов силикатной и сульфидно-металлической фаз и железистости силикатов ( $Fe:(Fe+Mg)$ ), которая может достигать 20–30 %.

Отношение  $Ca:Al$  в массовом выражении в хондритах колеблется, по последним данным, от 1,08 до 1,12, в углистых хондритах типа C1 близко к 1,08 /11, 19/, что соответствует  $Al_2O_3:CaO + 1,25$ .

В литературе в последние годы сложилось убеждение, основанное на химическом составе шпинелевых лерцолитов континентов и глубинных включений, некоторых коматиитов, о систематически повышенном до 15 % (относительных) значении этого отношения в земных ультрамафитах и в верхней мантии. Последняя должна быть обеднена алюминием по сравнению с нижней мантией (предположительно за счет погружения граната) при сохранении хондритового кальций-алюминиевого отношения в мантии в целом /19/.

Располагая в результате многолетних исследований крупнейших массивов альпинотипных ультрамафитов Урала - Кемпирсайского, Крака, Нурали, Войкаро-Сыньинского, Рай-Из большим материалом по их химическому составу /1/, мы попытались проверить указанный вывод, имея в виду его фундаментальное научное значение. Мы привлекли также литературные данные о химическом составе ультрамафитов ряда лерцолит - гарцбургит континентов, океанов и глубинных ксенолитов, представляющих собой в различной степени деплетированную верхнюю мантию.

Рассматривая альпинотипные ультрамафиты как реститы, мы использовали также данные о составе предположительно комплементарных к ним выплавов, представленных рядом шкрит (коматиит) - базальт /5, 7 - 9, 12, 14 - 16, 18, 20, 21/. Чтобы свести к минимуму возможное влияние аллохимической серпентинизации, мы ограничились ультрамафитами, степень серпентинизации которых не превышает 70-80 %, что соответствует 10 % конституционной воды /13/. Приводимые ниже диаграммы характеризуют статистическое распределение величины кальций-алюминиевого отношения в альпинотипных ультрамафитах по Уралу в целом и по отдельным наиболее изученным крупным и типичным массивам, а также поведение этих элементов в конкретных пересечениях по скважинам и по естественным обнажениям. Содержания кальция, алюминия и других компонентов химического состава приведены везде в расчете на первичный состав, т.е. за вычетом потерь при прокаливании воды и углекислоты. Количественные соотношения кальция и алюминия характеризовались с помощью массового отношения  $Al_2O_3 : CaO$ , переход от которого к элементарной форме выражается соотношением  $Al_2O_3 : CaO = 1,35 / (Ca : Al)$  или  $Ca : Al = 1,35 / (Al_2O_3 : CaO)$ .

Рассмотрена также зависимость величины кальций-алюминиевого отношения от содержания пироксенов, т.е. от кремнеземистости пород.

Силикатные химические анализы ультрамафитов Урала выполнены в химико-аналитической лаборатории ПГО "Уралгеология" в 1979-1987 гг. (лаборатория аттестована по III категории точности).

Из 1360 анализов отобрано 507, наиболее удовлетворяющих условию изохимичности серпентинизации (см. выше), использованных в таблице, характеризующей вариации алюминий-кальциевого отношения в различных типах и массивах альпинотипных ультрамафитов Урала.

Для сопоставления приведены данные по мантийным ксенолитам в щелочных ультрамафитах.

Рис. 1 характеризует распределение величины отношения  $Al_2O_3 : CaO$  по ряду крупнейших массивов альпинотипных ультрамафитов Урала в сопоставлении с шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами из глубинных включений в щелочных вулканитах. Для последних двух видов ультрамафитов среднее арифметическое значение величины указанного отношения составляет 1,2, т.е. очень близко к хондритовому (1,25), несмотря на значительную дисперсию. Как и в других случаях, величины свыше 2,0 при расчете среднего не учи-

$Al_2O_3 : CaO$  в ультрамафитах различных типов

Тип ультрамафитов	Кол-во анали- зов	$\bar{X}$	S	$V_x, \%$
<u>Альпинотипные ультрабазиты Урала</u>				
Гарцбургит-лерцолитовый				
Южный Крака	66	1,16	0,25	24
Нурали в целом	84	1,05	0,26	25
в том числе бесплагиоклазовые ульт- рамафиты	30	0,90	0,30	33
Дунит-гарцбургитовый				
Кемпирсай, юго-восточная часть	24	1,35	0,35	26
Тагашасай	31	0,83	0,35	42
Рай-Из				
западная и центральная часть	66	1,20	0,36	30
юго-восток	13	0,91	0,14	15
Войкаро-Сыньинский массив				
продукты регрессивного метаморфизма	122	0,98	0,28	29
оливин-антигоритовые породы	71	0,98	0,40	41
<u>Ксенолит в щелочных вулканитах /2-5, 7, 18/</u>				
Шпинелевые лерцолиты	71	1,22	0,35	29
Гранатовые лерцолиты	21	1,22	0,35	29

тывались, ибо они характеризуют аномально бедные кальцием, иногда приближающиеся к дунитам разности, в которых рассматриваемое отношение теряет смысл. Таким образом, хотя кальций-алюминиевое отношение в ультрамафитах из глубинных ксенолитов, представляющих состав верхней мантии, сильно колеблется, в среднем оно близко к хондритовому. Налицо, очевидно, дифференциация вещества верхней мантии в твердом состоянии, ибо никаких признаков плавления не наблюдается.

Такая же дисперсия наблюдается и среди альпинотипных ультрамафитов Урала. По величине среднего отношения  $Al_2O_3 : CaO$  массивы можно расположить в ряд: 0,8 - Тагашасайский участок Кемпирсайского массива; 0,9 - юго-восточная часть массива Рай-Из; 1,0 - Войкаро-Сыньинский массив и Нурали; 1, 2 - центральная и западная части массива Рай-Из и Южный Крака; 1,35 - юго-восточная часть Кемпирсайского массива.

На рис. 2 нанесены фигуративные точки составов шпинелевых и гранатовых лерцолитов из ксенолитов в щелочных вулканитах в координатах  $Al_2O_3 - CaO$ , использованные при сопоставлении гистограмм на рис. 1. Рисунок наглядно показывает широкий разброс точек, симметричный по отношению к средней линии.

Статистические вариации содержаний извести и глинозема в пределах отдельных массивов альпинотипных ультрамафитов, преимущественно дунит-гарцбургитовых и частью гарцбургит-лерцолитовых (Южный Крака, Нурали), показаны на рис. 3 и 4. На всех нанесена линия составов углистых хондритов типа C1 /11/.

Заметно обогащены глиноземом хромитоносные гарцбургиты массивов

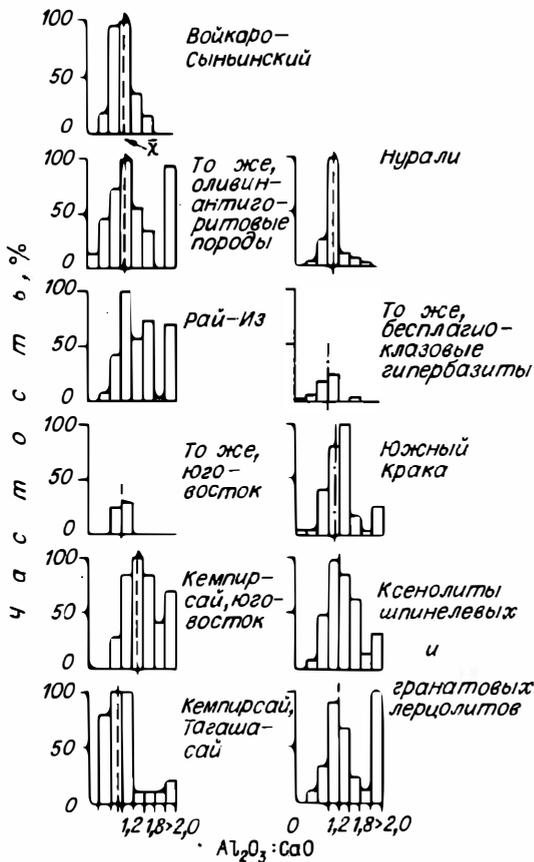


Рис. 1. Гистограммы отношений  $Al_2O_3 : CaO$  (мас. %) в альпинотипных ультрамафитах Урала в сравнении с ксенолитами шпинелевых и гранатовых лерцолитов в щелочных вулканитах /2-5, 7, 18/. За 100 принято значение статистической моды,  $\bar{x}$  - среднее арифметическое значение без учета анализов с  $Al_2O_3 : CaO \geq 2$ .

Кемпирсайского (юго-восток) и Рай-Из (центр и запад), известью - значительная доля гарцбургитов Войкаро-Сынынского и части Кемпирсайского массивов. Наиболее близки к составу хондритов С1 ультрамафиты массива Южный Крака.

Интересен рис. 4, так как характеризует поведение кальция и алюминия при твердофазном преобразовании шпинелевых лерцолитов на примере массива Нурали. Прежде всего выделяется главная вариационная линия с кальций-алюминиевым отношением, близким к хондритовому

( $Al_2O_3 : CaO = 1,0-1,2$ ), объединяющая ультрамафиты с переменным содержанием  $CaO$  от 0,2 до 4 % и  $Al_2O_3$  от 0,26 до 4,2 %, т.е. гарцбургиты и лерцолиты с различным содержанием клинопироксена (до 15-20 %) в шпинелевой и плагиоклазовой фациях. В глубоких ксенолитах шпинелевая фация устойчива при любых содержаниях кальция и алюминия; в ультрамафитах Нуралинского массива шпинелевая фация исчезает при 2,7 %  $CaO$ , плагиоклазовая появляется, начиная с 1,7 %  $CaO$ . В этом интервале встречаются обе фации; за его пределами лишь одна из них. В одном образце плагиоклазовая фация встречена при 0,9 %  $CaO$ . Вблизи контакта с бесплагноклазовыми ультрамафитами плагиоклазовые разности обогащены алюминием и прослеживаются при содержании  $CaO$  выше 0,75 %. Кальций-алюминиевое отношение стремится в них к плагиоклазу с 75 % анортита, что соответствует реальному составу минерала в породах.

Шпинелевые фации вблизи контакта с плагиоклазовыми, в свою очередь, обогащены кальцием, отношение которого с алюминием стремится к диопсидовому. Таким образом, плагиоклаз вытягивает алюминий не только из акцессорного хромшпинелида, но и из примыкающих шпинелевых ультрамафитов.

Вне зон контакта между фациями твердофазное преобразование происходит изохимически.

Плагиоклазовые лерцолиты в целом явно богаче кальцием и алюминием, чем бесплагноклазовые при сохранении кальций-алюминиевого отношения. В

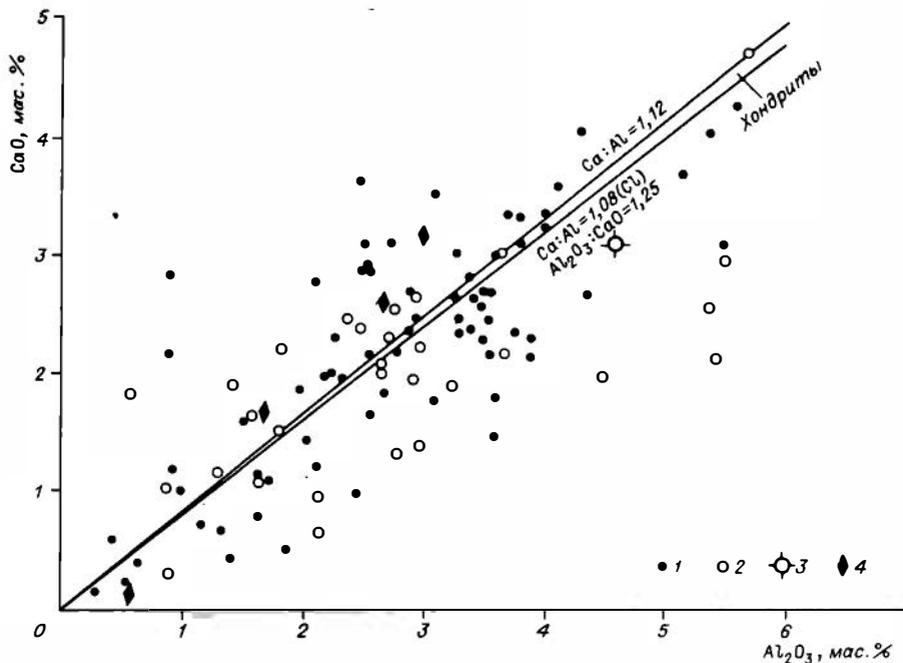


Рис. 2. Диаграмма  $Al_2O_3 - CaO$  для включений шпинелевых и гранатовых лерцолитов в щелочных вулканиках.

1 - шпинелевые, 2 - гранатовые лерцолиты (источники см. рис. 1);  
 3 - пиролит /9/; 4 - средние составы шпинелевых лерцолитов из включений /9/.

то же время на рис. 4 четко видно существование разнофациальных ультрамафитов с одинаковым содержанием как кальция, так и алюминия. Точно так же можно подобрать пары почти тождественных по химизму пород из разных фаций. Существование изохимических аналогов плагиоклазовых лерцолитов среди бесплагиоклазовых разностей из глубинных ксенолитов, даже наиболее богатых кальцием и алюминием, свидетельствует в пользу кинетической природы различия их минерального состава: в глубинных ксенолитах мы встречаемся с "закаленными" неустойчивыми в коровых условиях породами, в континентальных лерцолитах - бесплагиоклазовые фации сохраняются только при бедности пород кальцием и алюминием, хотя нормативный плагиоклаз в них есть. Ниже определенного предела содержаний кальция и алюминия (примерно 0,8 % CaO) плагиоклаз даже при длительном отжиге не выделяется. Таким образом, богатство плагиоклазовых фаций кальцием и алюминием по сравнению с бесплагиоклазовыми не противоречит изохимичности фациальных переходов и объясняется меньшей устойчивостью богатых кальцием и алюминием разностей по отношению к изменению внешних условий, т.е. кинетическим фактором.

Рис. 5 позволяет сопоставить кальций-алюминиевое отношение в мантийных ультрамафитах - рестилах: гипотетическом исходном пиролите, т.е. исходном субстрате, и в продуктах плавления его - вулканиках ряда пикрит (коматиит) - базальт, в экспериментальных выплавках из лерцолитов и, наконец, в экспериментально определенных эвтектиках.

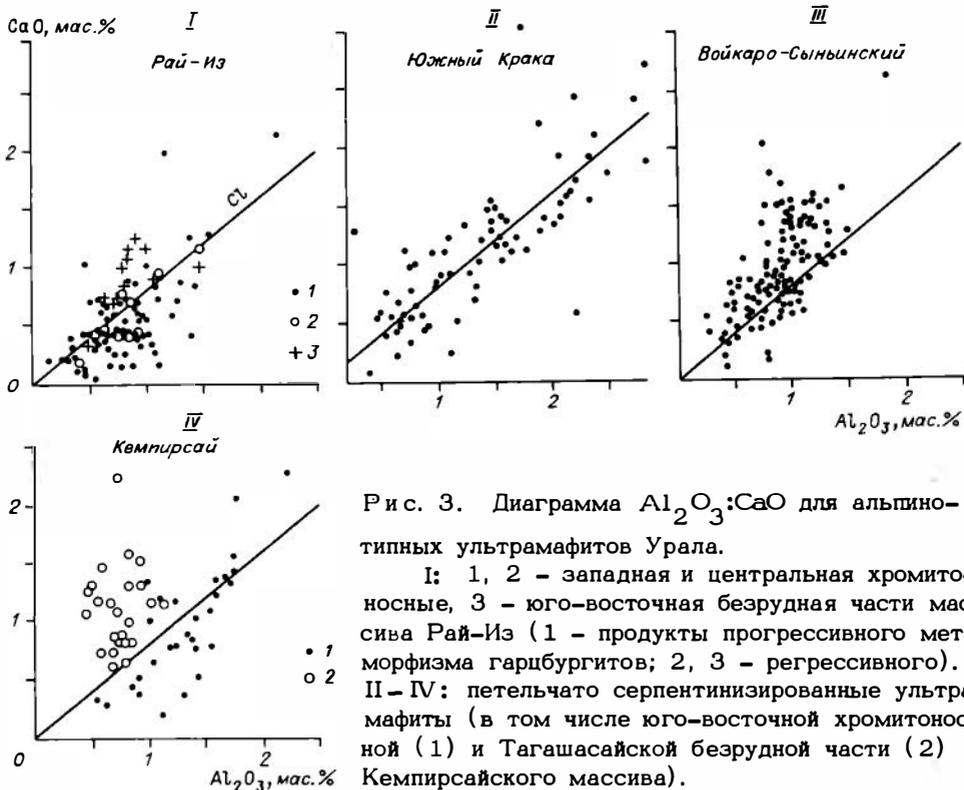


Рис. 3. Диаграмма  $Al_2O_3:CaO$  для альпийно-типных ультрамафитов Урала.

I: 1, 2 - западная и центральная хромитоносные, 3 - юго-восточная безрудная части массива Рай-Из (1 - продукты прогрессивного метаморфизма гарцбургитов; 2, 3 - регрессивного). II-IV: петельчато серпентинизированные ультрамафиты (в том числе юго-восточной хромитоносной (1) и Тагашасайской безрудной части (2) Кемпирсайского массива).

Наиболее близок к хондритам C1 средний океанический толеит по Рингвуду /9/. Столь же близок океанический гиперстен-клинопироксеновый бескварцевый и безоливиновый толеит из скв. 332A (34 x 2 ÷ 6). Оба они, в свою очередь, близки к нонвариантной базальтовой эвтектике по Йодеру /5/.

Почти совпадает с хондритовой линией состав выплавки из гранатового лерцолита при 15 кбар

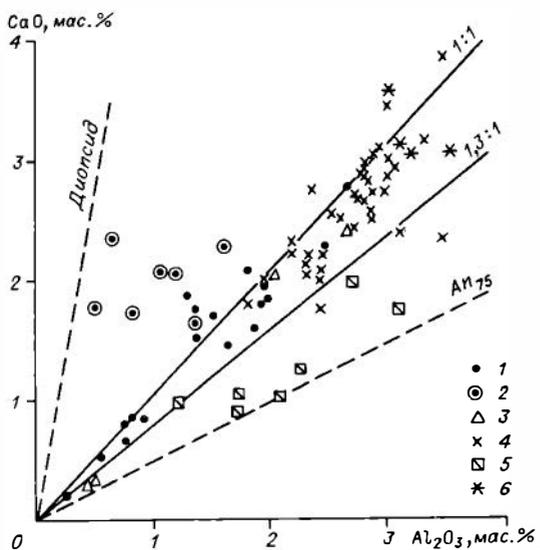


Рис. 4. Диаграмма  $Al_2O_3 - CaO$  для ультрамафитов Нуралинского массива.

1, 2 - бесплаггиоклазовые лерцолиты: 1 - в отдалении от контакта, 2 - в контакте с плагиоклазовыми лерцолитами; 3-5 - плагиоклазовые лерцолиты: 3 - с реликтами хромшпинелида бесплаггиоклазовых фаций, 4 - в отдалении от контактов, 5 - в контактах с бесплаггиоклазовыми фациями; 6 - ксенолиты шпинелевых лерцолитов в щелочных вулканиках /3, 4/.

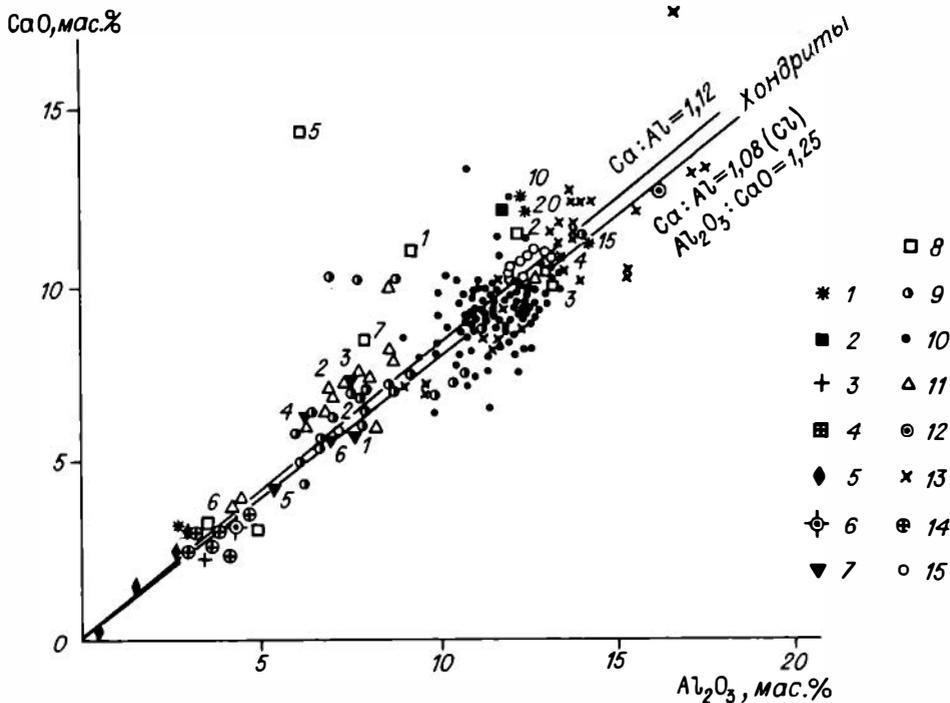


Рис.5. Диаграмма  $Al_2O_3 - CaO$  для ряда альпинотипные ультрамафиты - пикриты (коматииты) - базальты.

1 - гранатовый лерцолит из включений в щелочных базальтах (трубка Лесото в Южной Африке) и выплавки из него при 10, 15 и 20 кбар /5/; 2 - эвтектика диопсид<sub>47</sub>-пироп<sub>47</sub>-форстерит<sub>3</sub>-энстатит<sub>3</sub> при 40 кбар /5/; 3 - лерцолит COX, среднее из 12 анализов /15/; 4 - плагиоклазовый лерцолит COX, среднее из 69 анализов /15/; 5 - средние составы шпинелевых лерцолитов из включений в щелочных базальтах /9/; 6 - пиролит по Рингвуду /9/; 7 - зоны потока архейских коматиитов Западной Австралии (цифры 1-6 на рис. сверху вниз) /8/; 8 - зоны расслоенного потока архейских коматиитов мощностью 126 см пояса Абитиби (Канада) (цифры на рис. сверху вниз: 1 - приповерхностная брекчия, 2-4 - со структурой спнифекс, 5-7 - кумуляты (габбро, перидотит, пироксенит) /8/); 9, 10 - позднеархейские коматииты Карелии (Ветренный пояс) по В.С. Куликову (неопубликованные данные): 20-28 % (9) и 10-20 % (10) MgO; 11 - архейские коматииты Канады (пояс Абитиби) /21/; 12 - океанический толеит по Рингвуду /9/; 13 - серия базальт - пикрит COX, рейс 37, скв. 332 В, 588, 56-593, 22 м /14, табл. 10 В, с. 95-96/; 14 - альпинотипные ультрамафиты массивов Вуринос (Греция), Лизард (Англия); Тинаквило (Венесуэла) о. Сен-Пол /9/; 15 - палеогеновые коматииты о. Горгона (Колумбия) /16/.

/5/. Рисунок подтверждает, что существует генеральный ряд наиболее распространенных магматитов, в основном вулканитов, объединяющий реститы, серию пикрит (коматиит) - базальт, близкий по величине кальций-алюминиевого отношения к хондритам С1 и к эвтектике гиперстен ( $\pm$ оливин) - диопсид - плагиоклаз, представленной афировыми толеитами. Направивается вы-

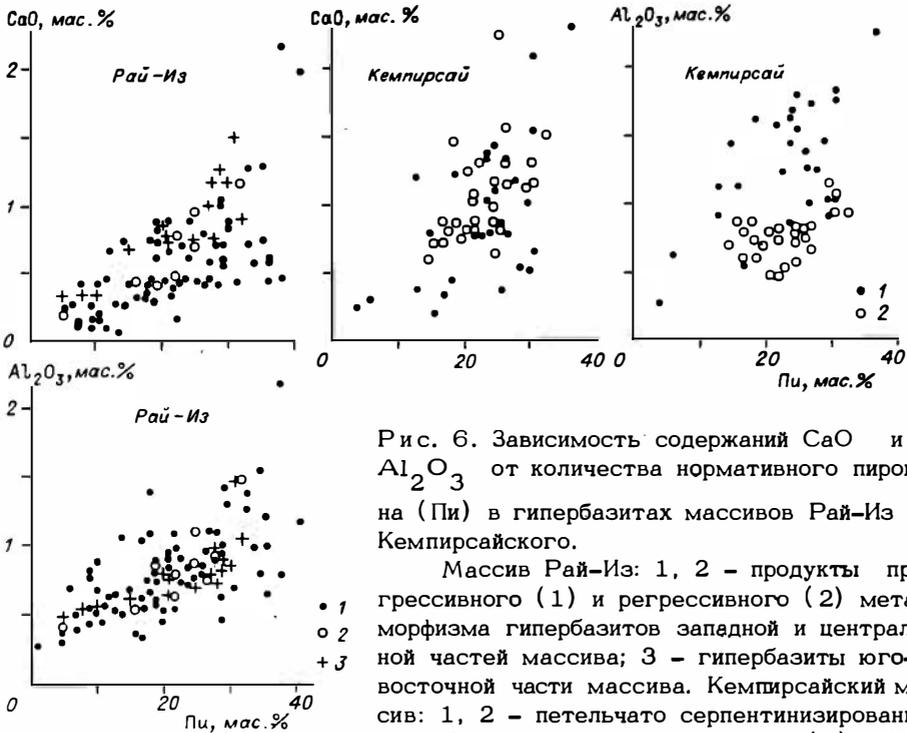


Рис. 6. Зависимость содержаний CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от количества нормативного пироксена (Пи) в гипербазитах массивов Рай-Из и Кемпирсайского.

Массив Рай-Из: 1, 2 – продукты прогрессивного (1) и регрессивного (2) метаморфизма гипербазитов западной и центральной частей массива; 3 – гипербазиты юго-восточной части массива. Кемпирсайский массив: 1, 2 – петельчато серпентинизированные гипербазиты юго-восточной части (1) и Тагашасайской площади (2).

вод, что кальций–алюминиевое отношение в хондритах C1 физико–химически определяется эвтектическими закономерностями, связывающими количества тугоплавких компонентов – алюминия и кальция, проявляющимися на самых ранних стадиях конденсации солнечного газа.

В главном эвмагматитовом ряду оно хорошо выдерживается в интервале пикрит – базальт, т.е. в выплавках, но в респитах подвержено большим колебаниям, происходящим на минимальных расстояниях и не зависимым от вариаций других компонентов. Это дает основания предполагать послереспитовую природу этой неоднородности состава ультрамафитов, ибо на составе выплавки она не отражается, и рассматривать ее как результат локальной метаморфической дифференциации.

Сопоставление величины кальций–алюминиевого отношения в альпинотипных ультрамафитах с содержанием нормативного пироксена, т.е. иначе говоря – кремнезема, показало отсутствие четкой зависимости между ними. Намечается некоторое обогащение глиноземом по отношению к кальцию при наиболее низких содержаниях пироксена (рис. 6).

На рис. 7–10 показано поведение главных параметров химического состава альпинотипных ультрамафитов Урала, в том числе содержаний глинозема, извести, их отношения в пространстве по скважинам, по отдельным пере-сечениям по поверхности. Особый интерес представляют данные, характеризующие колебания химизма в пределах одного образца длиной 20 см. Все эти данные показывают существование высокого градиента содержаний глинозема, кальция, большую величину их отношения, в меньшей мере – кремнезема (количество пироксена) при выдержанности содержания суммарного железа на уровне 8 % FeO'. Эта константа, сохраняющаяся в альпинотипных ультрамафи-

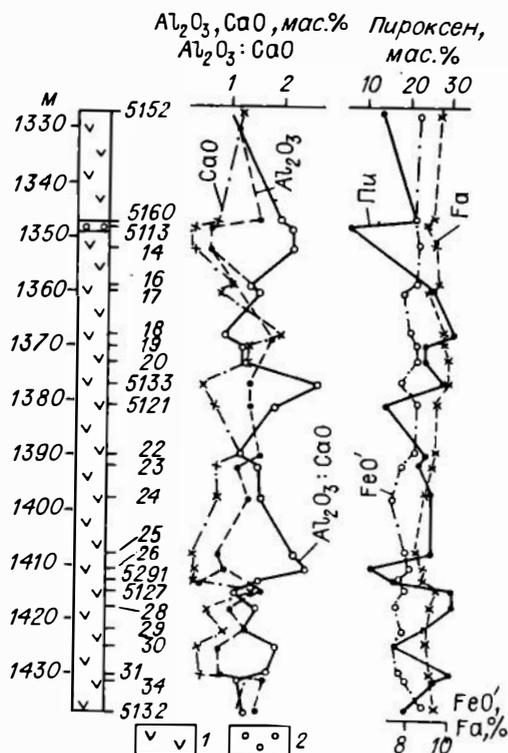


Рис. 7. Вариации содержаний  $Al_2O_3$ , CaO, FeO',  $Al_2O_3:CaO$ , нормативного пироксена (Пи) и железистости оливина (Фа) в несерпентинизированных гипербазитах, вскрытых скв. 639 в юго-восточной части Кемпирсайского массива.

1 - гардбургиты; 2 - дуниты.

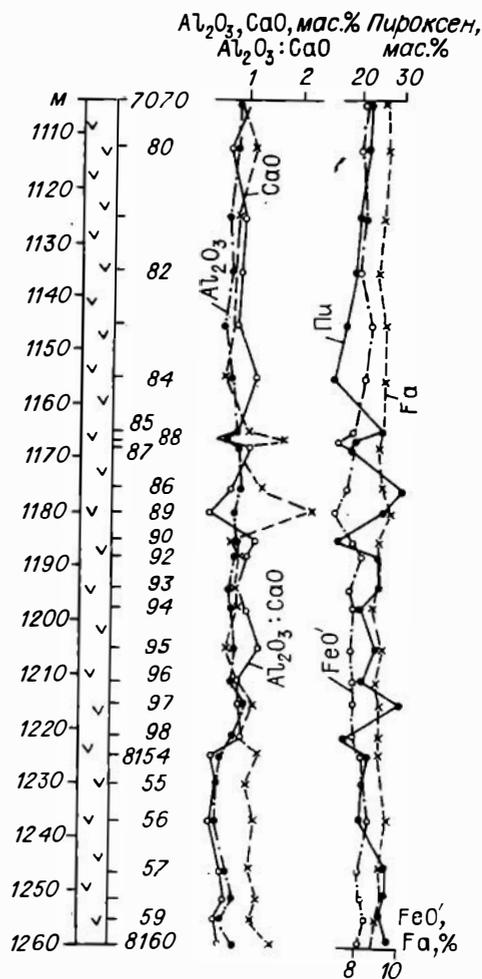


Рис. 8. Вариации содержаний  $Al_2O_3$ , CaO, FeO',  $Al_2O_3:CaO$ : нормативного пироксена и железистости оливина в несерпентинизированных гардбургитах, вскрытых скв. 766 на Тагашайской площади Кемпирсайского массива.

тах всего мира и во все времена, начиная с нижнего протерозоя и верхнего архея, - результат глобальной гомогенизации верхней мантии в отношении наиболее подвижного компонента - железа.

Судя по треугольным диаграммам CaO - MgO -  $Al_2O_3$ , приводимым Г.Н. Савельевой в ее монографии [10, рис. 60 и 78], точки составов океанических и континентальных ультрамафитов ряда лерцолит - гардбургит - дунит располагаются в целом симметрично по отношению к линии, фиксирующей хондритовое кальций-алюминиевое отношение, обнаруживая, как и на наших диаграммах, значительную дисперсию с крайними значениями величины CaO:  $Al_2O_3$  от 7/3 до 3/7. Особенно выделяются богатые глиноземом лерцолиты Тихоокеанского поднятия, в которых отношение CaO:  $Al_2O_3$  менее 1/8. Возможно, это результат вторичных изменений.

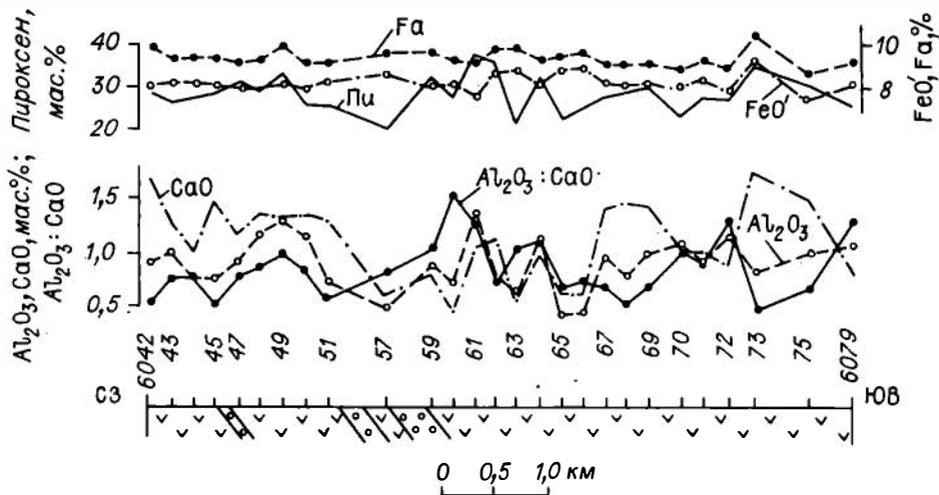


Рис. 9. Вариации содержаний  $Al_2O_3$ , CaO, FeO,  $Al_2O_3:CaO$ , нормативного пироксена и железистости оливина в гипербазитах, обнажающихся на водоразделе р. Хойла и ее правого притока (Войкаро-Сыннинский массив). Усл. обозн. см. на рис. 7.

Химический состав главного ряда эволюции мантии хорошо согласуется с известной приближенной формулой: пиролит (мантия) = 3 дунита + 1 базальт. Эволюция главного ряда чисто арифметически может быть представлена как результат фракционирования оливина из какой-то ультраосновной первичной выплавки, не влияющего на величину кальций-алюминиевого отношения, или как результат прогрессивного селективного плавления и растворения вещества верхней мантии в самом легкоплавком базальтовом расплаве, возникающем в самом начале процесса при условии, что расплав и мантия имеют одинаковое кальций-алюминиевое отношение. Существование главного ряда, сохраняющего постоянство этого отношения, подтверждает правильность такого предположения. Другим доказательством служит вариационная серия базальтов-шикритов (коматитов) с фенокристами только оливина. Типичный пример-шикриты Кипра [8], химический состав которых ложится на главную линию. Другой пример - оливинофировые толеитовые базальты (рейс 37 /15/) с содержанием окиси магния от 8 до 26 % с колебаниями величины  $Al_2O_3:CaO$

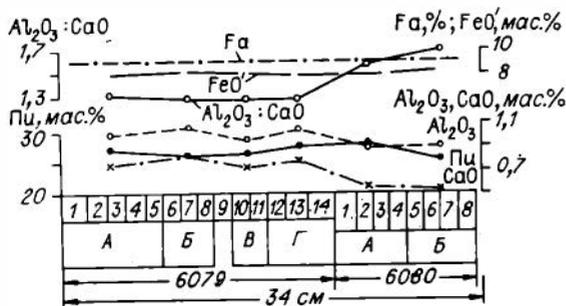


Рис. 10. Вариации содержаний  $Al_2O_3$ , CaO, FeO, нормативного пироксена и железистости оливина в слабо серпентинизированном гарцбургите Войкаро-Сыннинского массива (привязку см. на рис. 9). Буквами показано положение химически проанализированных образцов, цифрами - иммерсионных препаратов для измерения Fa.

в пределах 1,1–1,5 (в среднем 1,3), представленные 11 анализами /14/.

Таким образом, хондритовое отношение, свойственное углистым хондритам типа C1, обусловлено, по-видимому, эвтектическими соотношениями извести и глинозема, не зависящими от давления, содержаний железа и магния. В этом, вероятно, состоит его физико-химическая детерминированность. В земных эвмагматитах оно сохраняется вплоть до ферробазальтов и феррогаббро, содержащих всего 1–2 % окиси магния (Скергаард) /12/.

Сопоставление хондритов, глубинных ксенолитов (верхняя мантия) и альпинотипных гипербазитов (отторженцы верхней мантии) показывает специфику каждой из этих групп. Кальций-алюминиевое отношение наиболее устойчиво в хондритах ( $1,08-1,12$ ;  $Al_2O_3 : CaO = 1,20-1,25$ ); в глубинных ксенолитах и альпинотипных гипербазитах дисперсия выше, но одинакова ( $0,35$ ), в первых среднее значение выдержаннее и наиболее близко к хондритовому, во втором широко развиты локально-региональные отклонения. Наибольшие из них в обе стороны наблюдаются в дунит-гарцбургитовом типе, представляющем максимальную степень рестирования; наиболее близко к хондритовому алюминий-кальциевое отношение в наименее деплетированных реститах – перцолитах. По-видимому, эти различия отражают различные этапы дифференциации хондритового субстрата, максимальной в альпинотипных ультрамафитах.

Судя по приведенным данным, нет оснований для вывода о систематическом обогащении реститовой верхней мантии кальцием по сравнению с хондритами C1. Хондритовое отношение хорошо сохраняется в генеральном ряду коматиитов (пикритов) – базитов вплоть до предельно низко магнезиальных ферродиоритов Скергаарда /12/.

В то же время существует класс обогащенных кальцием по сравнению с хондритами магматитов, включая щелочно-ультраосновные вулканиты и ряд коматиитов (Барбертон и др.), четко отделенный от главного, возникший на глубинах свыше 200 км в результате фракционирования и погружения в низы мантии пиропы /12, 18/.

#### Список литературы

1. Альпинотипные гипербазиты Урала / Золоев К.К., Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. и др. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – 66 с. (Информационные материалы).
2. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. – М.: Наука, 1980. – 330 с.
3. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1975. – 271 с.
4. Глубинные ксенолиты и строение литосферы. – М.: Наука, 1987. – 239 с.
5. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. – М.: Мир, 1979. – 238 с.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
7. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 216 с.
8. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981. – 248 с.
9. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. – 584 с.
10. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. – М.: Наука, 1987. – 246 с.
11. Соботович Э.В., Семенов В.П. Вещество метеоритов. – Киев: Наук. думка, 1984. – 192 с.

12. Штейнберг Д.С. О классификации магматитов. - М.: Наука, 1985. - 160-с.
13. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977. - 312 с.
14. Aumento F., Melson W.G., Hall J.M. et al. SITE 332 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. - Washington: US. Government Printing Office. - 1977. - Vol. 37. - P. 15-201.
15. Dmitriev L. Petrochemistry of basalts and plutonic rocks, DSDP Leg 37 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. - Washington: U.S. Government Printing Office. - 1977. - Vol. 37. - P. 681-694.
16. Echeverria L.M. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona island, Colombia. Field relations and geochemistry // Contrib. Mineral. Petrol. - 1980. - Vol. 73. - P.253-266.
17. Loney R.A., Himmelberg G.R., Coleman R.G. Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, USA // J. Petrol. - 1971. - N 2. - P. 245-309.
18. Ohtani E. Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle // Earth and Planet. Sci. Let. - 1984. - Vol. 67, N 2. - P. 261-272.
19. Palme H., Nickel K.G. Ca:Al ratio and composition of the Earth, supper mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1985. - Vol. 49, N 10. - P. 2123-2132.
20. Sachtleben Th., Seek H.A. Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on peroxene geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol. - 1981. - Vol. 78, N 2. - P. 157-165.
21. Villaume J.F., Rose A. W. The geochemistry of some ultramafic lavas // Chemical Geol. - 1977. - Vol. 19. - P. 43-60.

С.А. Паланджян, Г.Г. Дмитренко

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПЕРИДОТИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

В основу многих современных классификаций перidotитов и их природных ассоциаций положены определенные особенности химического состава пород и минералов. Это обусловлено более объективным характером петрохимической информации по сравнению с петрографическими определениями отдельных авторов, а также простым химическим составом перidotитов. Петрохимические данные являются надежной основой для разработки вопросов номенклатуры ультрамафитов, формационного анализа, типизации природных ассоциаций пород по их геотектонической позиции /8, 29/; они имеют важное значение для изучения вопросов петрогенезиса глубинных перidotитов, поскольку такие характеристики, как коэффициенты железистости, основности, отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , параметры состава пироксенов, хромшпинелидов, могут отражать степень истощения пород легкоплавкими компонентами.

Гарцбургиты и лерцолиты в различных соотношениях составляют главную часть мантийных ультрамафитов – глубинных включений в базальтах и кимберлитах, альпинотипных массивов (корневой зоны и офиолитовых), перидотитов дна современных океанов /8, 29, 58/. Особенностью их химического состава является стандартная величина общей железистости (9±3 ат. %), обусловленная относительно небольшими вариациями этого параметра в главных породообразующих минералах – оливинах и ортопироксенах. Это обстоятельство позволяет ограничить число петрохимических параметров, пригодных для типизаций мантийных перидотитов, теми из них, которые отражают более значительные вариации химического состава, – основностью пород, содержанием в пироксенах второстепенных компонентов (Al, Cr, Na), пропорцией Al, Cr, Fe, Mg в аксессуарных шпинелях. Как показывают детальные исследования, величины указанных параметров изменяются в зависимости от геотектонической обстановки нахождения перидотитов /8, 24, 29, 35/.

Последнее обстоятельство дает возможность использовать петрохимические параметры (включая особенности состава минералов) для подразделения альпинотипных перидотитов на несколько групп, соответствующих современным геотектоническим обстановкам проявления мантийных ультрамафитов. Такая типизация, в частности, может предоставить независимые критерии для определения геодинамической обстановки формирования перидотитового фундамента офиолитовых ассоциаций, гетерогенность которых отражена в различных химического состава вулканических компонентов.

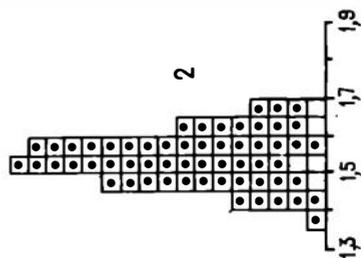
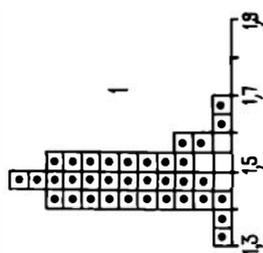
В настоящей статье дана типизация перидотитов по величинам двух петрохимических параметров – отношений  $RO/SiO_2$  в породах и  $Cr/(Cr+Al)$  в аксессуарных хромшпинелидах. Полученные результаты наглядно показывают преимущества классификационных критериев, основанных на химическом составе минералов, по сравнению с валовым составом пород. Помимо обширного литературного фактического материала использованы новые данные по составу альпинотипных ультрамафитов и хромовых шпинелей лерцолитовых, гарцбургит–лерцолитовых, гарцбургитовых и дунит–гарцбургитовых массивов Корякского нагорья, являющегося типичным регионом развития офиолитовых серий зоны перехода от континента к Тихому океану /15/.

#### Вариации основности пород различных ассоциаций мантийных перидотитов

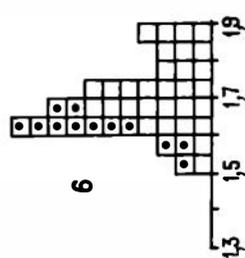
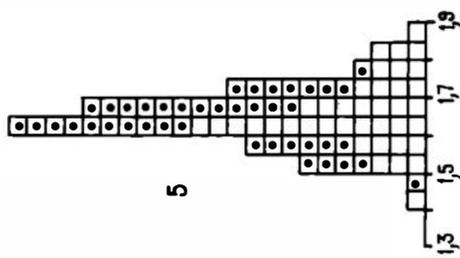
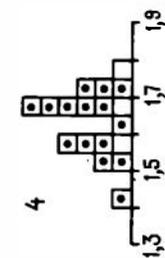
Простота минерального состава перидотитов обуславливает прямую связь между количественной ролью оснований и соотношением главных породообразующих компонентов – оливина и пироксенов. Благодаря этому изучение распределения каких-либо параметров основности породы (атомных количеств оснований, отношения оснований к кремнезему, пропорции между нормативными оливином и пироксенами) позволяет построить петрохимические типизации перидотитов, отражающие особенности количественного минерального состава пород.

Одной из наиболее интересных работ, посвященных этому вопросу, является работа Л.В. Дмитриева, А.В. Уханова и А.Я. Шараськина /8/. Используя статистические кривые распределения величин  $Mg + Fe$  (ат. %), указанные авторы подразделили мантийные перидотиты на петрохимические типы дунитов, гарцбургитов (в складчатых поясах и островных дугах, а также среди ксенолитов в кимберлитах), гарцбургит–лерцолитов (дно современных океанов, некоторые массивы складчатых поясов) и лерцолитов (дно океанов, высокотемпературные перидотиты складчатых поясов, глубинные включения в базальтах). Эта типизация основана на оценках моды величин  $Mg + Fe$ , однако грани-

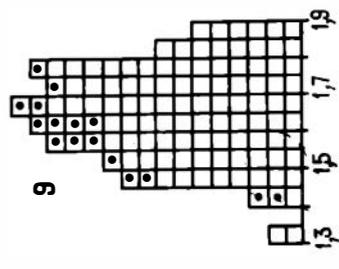
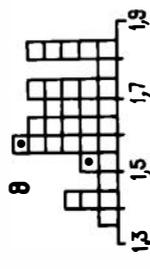
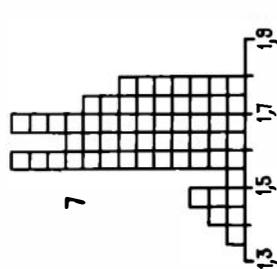
A



B



B



Г

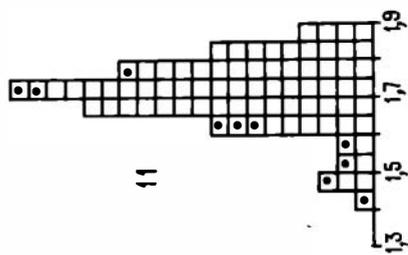
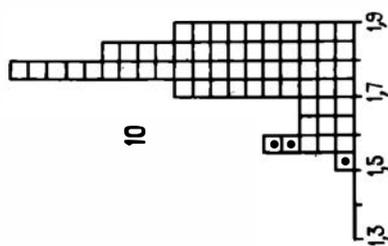


Рис. 1. Гистограммы величин  $RO/SiO_2$  магнезиальных перидотитов, разделенных по нормативному диопсиду (точками выделены лерцолиты, остальное – гарцбургиты).

Петрохимические типы: А – лерцолитовый; Б – гарцбургит–лерцолитовый; В – гарцбургитовый; Г – дунит–гарцбургитовый. 1 – лерцолиты неофиолитовых массивов “корневой зоны”, “горячих перидотитов” (Западные Альпы, Бени Бушера, Лизард, Тинаквилло), а также о. Забаргад (Красное море); 2 – глубинные включения в щелочных базальтах Приморья, Байкальской области, Монголии; 3 – перидотиты дна современных океанов; 4–7, 10 – офиолитовые массивы Коряжской геосинклинальной системы: 4 – Эльденырский, 5 – Тамватнейский, 6 – Усть–Бельский, 7 – Длинногорский и Елистратовский, 10 – Чирынайский и Красногорский; 8 – Войкаро–Сыньинский и Кемпирсайский массивы (краевые офиолитовые аллохтоны западного склона Урала); 9 – Шоржинский и Джил–Сатанахачский массивы (офиолитовый пояс Малого Кавказа); 11 – массивы Восточно–Камчатского офиолитового пояса. Анализы из литературных данных; по массивам Коряжской системы использованы также неопубликованные материалы авторов настоящей статьи.

чные значения между соседними подразделениями остаются неопределенными в связи с большими перекрытиями составов.

Стремясь применить при петрохимической типизации ультрамафитов параметры, максимально отражающие количественный минеральный состав пород, мы использовали для этих целей величины  $RO/SiO_2^*$  и нормативного диопсида, рассчитанного в “шпинелевой фации”, т.е. с последовательным вычислением нормативных хромита, шпинели, жадеита, диопсида, гиперстена, оливина. К перидотитам отнесены те породы, анализы которых показали  $RO/SiO_2$  в пределах 1,4–1,9; граница между лерцолитами и гарцбургитами определена в 8 % нормативного диопсида (включая и молекулы жадеита). Для систематизации величин указанных петрохимических параметров составлена выборка, включающая более 750 полных химических анализов мантийных перидотитов различной тектонической принадлежности. В выборку не вошли анализы аллохимически измененных разновидностей; некоторые петрохимические критерии выявления последних приведены в работах /7, 17/.

На рис. 1 приведены гистограммы величин  $RO/SiO_2$  отдельных альпинотипных массивов, отличающихся большим диапазоном основности, существенными вариациями нормативного диопсида, а также перидотитов дна океанов. Гистограммы различаются по величинам моды; этот критерий использован для группировки объектов с подразделением их на четыре типа – лерцолитовый, лерцолит–гарцбургитовый, гарцбургитовый, дунит–гарцбургитовый (или обогащенный оливином гарцбургитовый); в этой последовательности в массивах уменьшается количество энстатита и диопсида. Перидотиты континентов и океанов, представленные включениями в базальтах и образцами глубоководных драгировок, близки соответственно к первым двум выделенным типам.

Типизация перидотитов, приведенная на рис. 1, близка к классификациям, основанным на петрографическом составе пород, отличаясь от последних детализацией намеченных подразделений, более объективной номенклатурой гарцбургитов и лерцолитов. Существенным недостатком, свойственным и другим

$$*RO/SiO_2 = \frac{2Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + CaO + Al_2O_3 + Cr_2O_3}{SiO_2 + Al_2O_3 + Cr_2O_3} \text{ (мол. количества).}$$

петрохимическим типизациям /8, 29/, являются очень широкое взаимное перекрытие составов перидотитов, принадлежащих к разным геотектоническим областям, и неопределенность границ между ними. Так, в интервале основности перидотитов дна современных океанов целиком располагаются лерцолиты и гарцбургиты глубинных включений в континентальных базальтах, а также значительная часть гарцбургитов островных дуг и складчатых поясов. По существу, особенности валового химического состава перидотитов не дают достаточно четких критериев для отнесения отдельных массивов к определенным петрохимическим типам, отражающим геотектонические обстановки нахождения комплексов. Как показывают имеющиеся данные, применение других параметров состава пород (например, отношения  $CaO/Al_2O_3$ , нормативного анортита) также не обеспечивает надежного разделения перидотитов. Это обстоятельство заставляет искать дополнительные критерии, способствующие разделению альпинотипных гарцбургитов и лерцолитов на дискретные группы типичные для определенных геотектонических обстановок – океанических участков плит, островных дуг, областей континентальной земной коры.

#### Типизация перидотитов по составам аксессуарных хромшпинелидов

В 1984 г. опубликованы статьи Г.Н. Савельевой /24/, Г. Дика и Т. Буллена /35/, в которых обобщены данные, свидетельствующие о различиях химических составов минеральных фаз перидотитов дна океанов и островных дуг. Эти различия особенно наглядны при рассмотрении аксессуарных хромовых шпинелей, варьирующих в очень широких пределах – от малохромистых, маложелезистых до магнезиохромитов. В работе Г. Дика и Т. Буллена показано, что хромшпинелиды абиссальных (океанических) перидотитов и дунитов характеризуются, как правило, пониженной хромистостью по сравнению с альпинотипными перидотитами островных дуг; верхняя граница величин отношения  $Cr/(Cr+Al)$  для хромшпинелидов океанических перидотитов определена в 0,6. Выделена также переходная группа ультрамафитов с большими вариациями величин хромистости шпинелей, перекрывающих ее значения для первых двух типов; существование этого третьего типа перидотитов авторы связывают с формированием островных дуг на океанической коре.

Исследование Г. Дика и Т. Буллена имеет большое значение для разработки петрохимических методов разделения перидотитов по геотектоническим обстановкам их формирования. Вместе с тем чисто классификационные аспекты статьи (двучленное деление альпинотипных перидотитов на океанические и островодужные, весьма приблизительное определение границы между ними) представляются недостаточно разработанными. Одна из причин этого, на наш взгляд, – в использовании Г. Диком и Т. Булленом для типизации перидотитов также составов аксессуарных и рудных хромшпинелидов, связанных с дунитовыми телами. В результате наибольшее количество альпинотипных массивов указанными авторами отнесены к “переходному” типу, поскольку наряду с умеренно хромистыми аксессуориями гарцбургитов и лерцолитов они содержат локальные концентрации высокохромистых рудных хромшпинелидов. Такой подход основан на использовании для классификационных целей разноранговых характеристик, поскольку происхождение крупных дунитовых тел и связанной с ними хромитовой минерализации во многих случаях обусловлено автономными и более локальными процессами, наложенными на метаморфические серии перидотитовых комплексов.

Стремясь избежать указанных недостатков, при группировке мантийных ультрамафитов по составу аксессуарных хромшпинелидов мы использовали дан-

ные, относящиеся только к гарцбургитам и лерцолитам. Выборка (354 анализа) включает данные Г. Дика и Т. Буллена по шпинелевым перидотитам дна океанов /35, табл. 2/, а также многочисленные анализы, не использованные в указанной работе (литературные источники приведены в подписи к рис. 3). Выборка характеризует акцессорные хромшпинелиды магнезиальных перидотитов Тихого океана, его складчатого обрамления, а также отдельных массивов Урала, Центральной Азии, Средиземноморского региона. Сюда же добавлены новые данные по перидотитам Атлантического, Индийского океанов, Красного моря (о. Забаргад), а также включениям в щелочных базальтах Приморья.

На диаграмму хромистость – железистость (рис. 2) нанесены данные по перидотитам дна Тихого океана, сопоставленные с полем составов акцессорных хромшпинелидов Атлантического и Индийского океанов, по Г. Дику и Т. Буллену. Диаграмма показывает, что установленная указанными исследователями верхняя граница величин хромистости абиссальных перидотитов справедлива и для имеющихся в литературе материалов по Тихому океану. Вместе с тем, как вытекает из рис. 2, поле составов хромшпинелидов океанических перидотитов может быть расширено с учетом данных по Тихому океану; хромшпинелиды этой провинции имеют в целом несколько повышенную железистость, по сравнению с акцессориями Атлантического и Индийского океанов.

На рассматриваемую диаграмму нанесены также поля составов акцессорных хромовых шпинелей альпинотипных перидотитов Корякского нагорья, большая часть анализов которых выполнена по материалам авторов (см. таблицу). Акцессории всех изученных массивов этого региона проявляют типичные для альпинотипных перидотитов тренды дифференциации составов, выраженные в весьма интенсивном замещении  $Al-Cr$  параллельно умеренному замещению  $Mg-Fe^{2+}$ . Роль окисного железа в составе рассматриваемых минералов незначительна (величины  $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ : обычно не превышают 0,08). Эти особенности химизма хромшпинелидов позволяют использовать для систематики перидотитов статистику распределений величин одного, определяющего, показателя – коэффициента хромистости  $Cr/(Cr+Al)$  акцессорных хромовых шпинелей.

Общие закономерности распределения этого параметра в массивах различного состава видны уже на диаграмме хромистость – железистость (см. рис. 2). Так, породы гарцбургит–лерцолитовых массивов (Тамватнейский, Усть-Бельский, Эльденыйский) близки по крайним значениям величин хромистости к перидотитам дна океанов. Совершенно самостоятельны относительно последних высокохромистые акцессории дунит–гарцбургитовых массивов – Красногорского и Чирынайского, становление которых связано с геологическим развитием раннемезозойской Майницкой островной дуги. Промежуточный состав имеют шпинели гарцбургитовых массивов (Елистратовского, Длинногорского), характеризующиеся очень большим интервалом величин  $Cr/(Cr+Al)$  – от 0,331 до 0,684. В целом информативность диаграммы хромистость – железистость (см. рис. 2) вполне соответствует выводам Г. Дика и Т. Буллена о возможности выделения двух крайних типов перидотитов и многочисленной группы массивов, промежуточных по составу хромшпинелидов.

Для выявления статистически более обоснованных границ между отдельными петрохимическими типами перидотитов нами построены гистограммы распределения величин  $Cr/(Cr+Al)$  акцессорных хромшпинелидов, характеризующих гарцбургиты и лерцолиты, сгруппированные как по геодинамическим обстановкам их проявления, так и по петрографическим особенностям массивов (рис. 3).

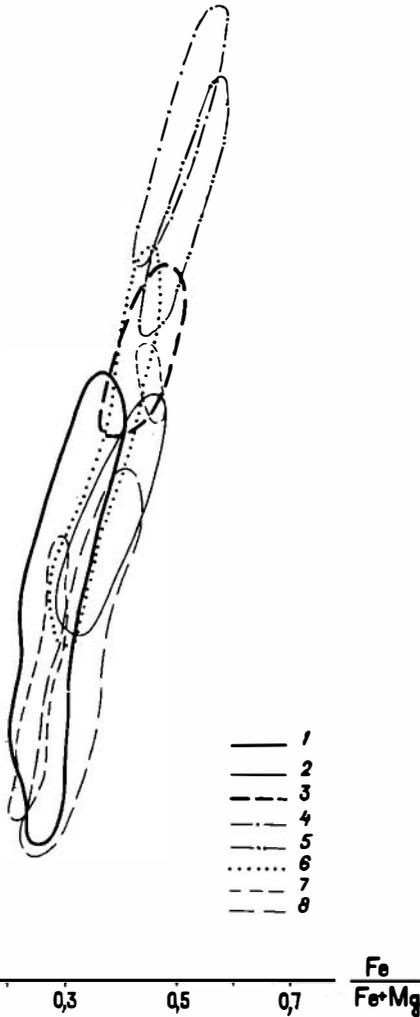


Рис. 2. Диаграмма хромистость - железистость акцессорных хромшпинелидов гарцбургитов и перцолитов.

1 - Атлантический и Индийский океаны /35/; 2 - Тихий океан /11, 12, 39, 51/; 3 - островные склоны глубоководных желобов /3, 17, 32/; 4-8 - альпинотипные массивы Корякского нагорья: 4 - Красногорский, 5 - Чирынайский, 6 - Елистратовский и Длинногорский, 7 - Тамватнейский, 8 - Усть-Бельский.

На первой из гистограмм (А) перидотиты современных океанов противопоставлены гарцбургитам островных дуг, а также глубинным включениям перцолитов в щелочных базальтах. Более двух третей акцессорных хромшпинелидов абиссальных перидотитов имеют умеренные величины  $Cr/(Cr+Al)$  в интервале 0,25-0,50, что, очевидно, является нормальным уровнем хромистости шпинелей субокеанической группы. Последние занимают промежуточное положение между крайними по величинам  $Cr/(Cr+Al)$  группами перидотитов - перцолитовыми включениями в ше-

ых базальтах континентов и гарцбургитами современных и древних остров-дуг. Шпинели перцолитов глубинных включений на гистограмме образуют фактную группу с величинами  $Cr/(Cr+Al)$  в пределах 0,06-0,20, характеризующими слабо истощенный (субконтинентальный) тип перидотитов. Югичны им по составу акцессории шпинелевых перцолитов Красноморского ейна (о. Забаргад); судя по единичным анализам, к этому же типу близки шпинели перцолитов и гарцбургитов, драгированных в выступах фундамента некоторых малых океанических бассейнов (Карибского, Филиппинского). Шпинелиды гарцбургитов островодужных структур крайне истощены глинозмом; преобладают величины  $Cr/(Cr+Al)$  в пределах 0,6-0,9.

Гистограммы (Б и В) на рис. 3 демонстрируют распределение величин хромистости акцессорных шпинелей существенно перцолитовых и существенно гарцбургитовых альпинотипных массивов. Для большинства из них рассматриваемый показатель заметно меняется, иногда крайние значения соответствующей хромистости акцессориев, типичных для двух или трех геодинамических

Параметры состава аксессуарных хромовых шпинелей магнезиальных бесплагиоклазовых перидотитов Корякского нагорья

№ п/п	№ образца	Cr	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Количество анализов
		Cr + Al	Fe <sup>2+</sup> + Mg	Cr + Al + Fe <sup>3+</sup>	
1	2	3	4	5	6

Эльденырский массив

1	519/1	0,129	0,250	0,010	5
2	520/1	0,158	0,247	0,019	5
3	520/2	0,215	0,265	0,022	6
4	523/1	0,172	0,274	0,020	5
5	528/1	0,138	0,277	0,005	1
6	532/1	0,172	0,253	0,019	7

Тамватнейский массив

7	305/1	0,205	0,235	0,032	5
8	305/2	0,521	0,471	0,077	5
9	307/1	0,155	0,233	0,019	4
10	314/1	0,309	0,295	0,019	2
11	326/1	0,162	0,228	0,027	6
12	327/1	0,169	0,218	0,023	3
13	344/1	0,239	0,257	0,017	3
14	332/1	0,217	0,230	0,026	5
15	333/1	0,172	0,216	0,031	3
16	M-27	0,309	0,262	0,031	5
17	832/1	0,220	0,231	0,023	7
18	833/1	0,224	0,236	0,021	5
19	834/2	0,238	0,234	0,021	4
20	835/1	0,584	0,448	0,059	6
21	837/1	0,301	0,257	0,026	6
22	307/2	0,168	0,227	0,028	2
23	307/3	0,169	0,220	0,032	4
24	355/1	0,411	0,292	0,022	5
25	376/1	0,323	0,282	0,026	4
26	410/1	0,336	0,295	0,029	5
27	836/1	0,328	0,285	0,043	7

Усть-Бельский массив

28	102	0,247	0,313	0,076	1
29	108	0,226	0,340	0,035	1
30	113	0,148	0,232	0,051	1
31	454/3	0,127	0,268	0,017	3
32	104	0,291	0,297	0,036	1
33	24	0,445	0,420	0,047	1
34	128	0,452	0,375	0,056	1
35	128 <sup>a</sup>	0,400	0,368	0,044	1
36	16	0,468	0,392	0,076	1

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6
37	26	0,432	0,279	0,106	1
38	126	0,346	0,391	0,020	1
39	151	0,363	0,350	0,088	1
Елистратовский массив					
40	89-2	0,561	0,403	0,035	4
41	13-11	0,480	0,407	0,032	4
42	89	0,582	0,436	0,028	5
43	89-4	0,468	0,332	0,030	5
44	13-15	0,545	0,409	0,035	6
45	17	0,664	0,425	0,033	3
46	89-3	0,428	0,328	0,029	4
47	88-1	0,582	0,413	0,037	4
48	890/1	0,624	0,437	0,034	9
49	897/1	0,361	0,296	0,044	9
50	856/1	0,610	0,427	0,013	3
51	855/1	0,558	0,391	0,014	8
52	892/3	0,568	0,396	0,026	2
Длинногорский массив					
53	143	0,331	0,337	0,038	9
54	109-4А	0,504	0,349	0,051	9
55	114-3	0,379	0,302	0,042	5
56	112	0,533	0,401	0,041	5
57	116-11	0,684	0,469	0,037	7
58	108/9	0,387	0,333	0,027	2
59	108/9К	0,477	0,372	0,032	2
60	108/11	0,372	0,333	0,056	1
61	741-5	0,564	0,329	0,042	1
Чирынайский массив					
62	198	0,646	0,447	0,060	5
63	138	0,688	0,499	0,043	5
64	177	0,746	0,523	0,078	5
65	174	0,728	0,479	0,038	4

## Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
66	196	0,629	0,428	0,045	3
67	158	0,674	0,458	0,040	5
68	195	0,665	0,480	0,047	4
69	141	0,623	0,487	0,032	9
70	155	0,619	0,447	0,049	4
71	147	0,649	0,471	0,047	5
72	202	0,766	0,552	0,047	5
73	203	0,593	0,454	0,043	3
74	204	0,648	0,439	0,043	2
75	213	0,600	0,421	0,069	4
76	712/1	0,638	0,502	0,065	1
77	685/1	0,644	0,454	0,050	1
<b>Красногорский массив</b>					
78	044	0,828	0,519	0,027	4
79	043	0,900	0,544	0,032	4
80	048	0,827	0,538	0,024	3
81	114	0,864	0,517	0,036	3
82	50	0,850	0,530	0,030	7
83	40	0,829	0,560	0,032	9
84	42	0,714	0,475	0,041	5
85	108	0,703	0,468	0,034	9
86	106	0,728	0,493	0,036	5
87	117	0,796	0,531	0,032	3
88	106	0,728	0,493	0,036	5
89	15	0,659	0,414	0,028	3
90	45	0,776	0,510	0,031	3

Примечание. 1-21, 28-31 - перцолиты; 22-27, 32 - диопсидовые гарцбургиты, остальные - гарцбургиты. 28-30, 32-39 - по В.В. Велинскому и О.Л. Баникову /2/; 58-60 - по В.Ф. Белому и М.Л. Гельману /1/; 16 - коллекция М.С. Маркова; 40-47, 53-57 - коллекция В.В. Акинина; 61 - Б.М. Дмитриеву и Л.П. Сапожниковой (неопубликованные данные); остальные образцы из коллекции авторов настоящей работы.

28-30, 32-39, 61 - химические анализы, остальные - электронные микроанализы (58-60, 76, 77 - микроанализатор "Камебакс", ВСЕГЕИ, аналитики Э.А. Багдасаров, В.В. Кнауф; остальные - микроанализатор "Камебакс", СВКНИИ ДВО АН СССР, аналитики Е.М. Горячева, Г.А. Меркулов).

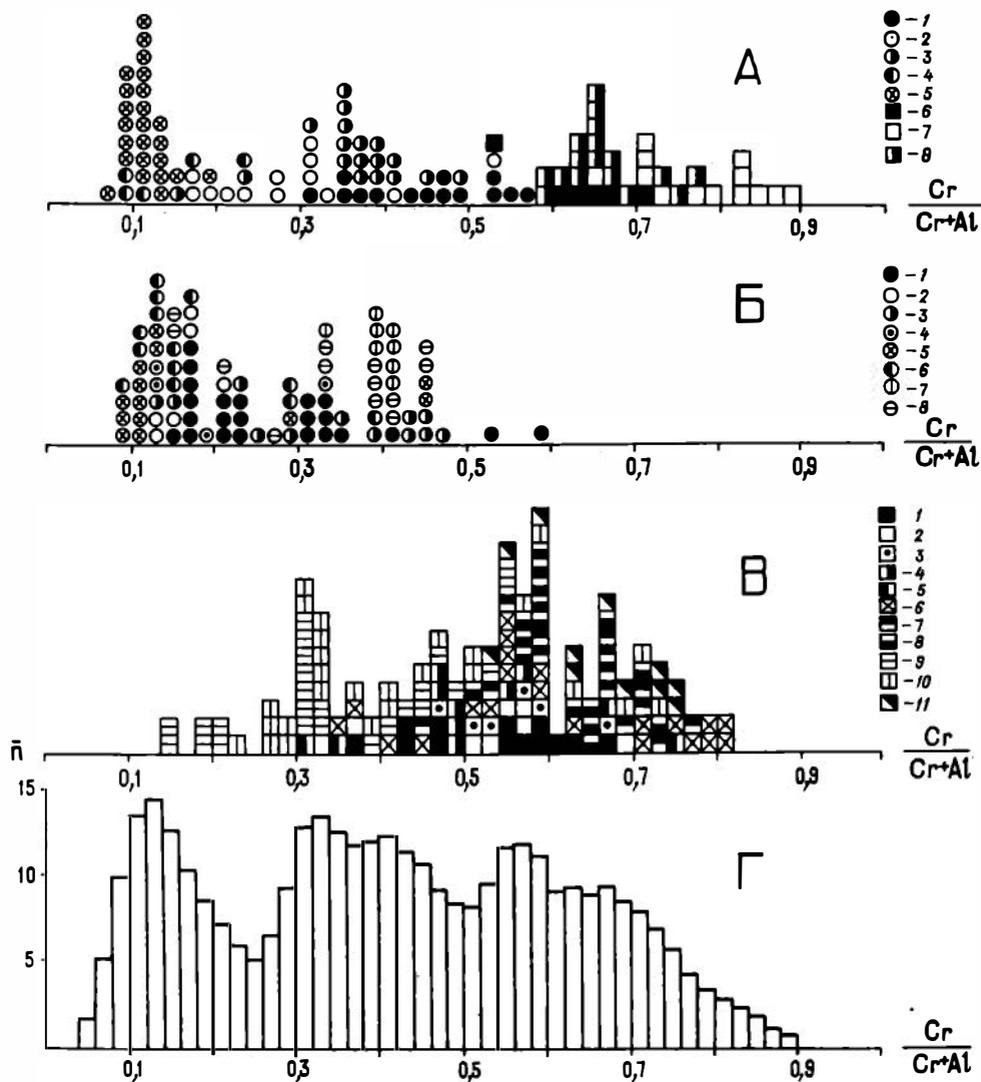


Рис. 3. Распределение величин  $Cr/(Cr+Al)$  (формульные коэффициенты) аксессуарных хромовых шпинелей перидотитов.

А – перидотиты, локализованные в различных геодинамических обстановках: 1–3 – современные океаны (соответственно Атлантический, Индийский, Тихий) /11, 12, 25, 35, 39, 49, 51/; 4 – малые океанические бассейны (Красное море, о. Забаргад, Карибский бассейн, Кайманов трог; Филиппинское море, разлом Яп) /3, 33, 35/; 5 – глубинные включения в щелочных базальтах Приморья /30/; 6 – 8 – перидотиты позднемезозойских и современных островных дуг: 6 – островные склоны глубоководных желобов – Марианского /3/, Идзу–Бонинского /17/, Тонга /32/, 7, 8 – Красногорский и Чирнайский дунит–гарцбургитовые массивы, Майницкая островная дуга, Корьякское нагорье.

Б – существенно лерцолитовые массивы складчатых областей: 1–3 – соответственно массивы Тамватней, Эльденыр, Усть–Бельский, Корьякское нагорье; 4 – Юго–Западный Орегон /46/; 5 – Западные Альпы, массивы “корневой зоны” (Бальдиссеро, Бальмучия, Ланцо) /37/; 6 – массивы Централь–

групп перидотитов. Однако нельзя не заметить, что распределение величин исследуемого параметра для каждого из массивов имеет определенные интервалы повышенной плотности, которые, по-видимому, можно считать представительными (в рамках имеющихся данных) для отнесения перидотитов к тому или иному петрохимическому типу.

Низкий уровень хромистости шпинелей лерцолитовых тел "корневой зоны" подтверждает правомерность выделения субконтинентального типа. Перидотиты гарцбургит-лерцолитовых массивов офиолитовых ассоциаций по составу хромшпинелидов делятся на две группы - слабо- и умеренно-истощенные. Среди рассмотренных нами массивов к слабо-истощенному типу перидотитов близки лерцолитовый массив Эльденыр, гарцбургит-лерцолитовый - Тамватнейский; к субокеаническому по хромистости шпинелей тяготеют более дифференцированные массивы со значительной ролью гарцбургитов - Усть-Бельский, Нуралинский, Кракинский. Хромовые шпинели существенно гарцбургитовых массивов по величинам  $Cr/(Cr+Al)$  исключительно разнообразны и охватывают очень большой интервал величин этого параметра (0,14-0,82). Очевидно, что породы гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых массивов относятся как к субокеаническому, так и к островодужному типам, при этом значительное количество гарцбургитов характеризуется промежуточными значениями хромистости, образуя переходную группу с интервалом величин  $Cr/(Cr+Al)$  в пределах 0,5-0,6.

Для установления более точных границ между выделенными типами перидотитов составлена сводная гистограмма величин хромистости, включающая все использованные в настоящей работе данные (см. рис. 3, Г). Гистограмма построена таким образом, что высота каждого столбца соответствует среднезвешенному значению числа анализов в данном интервале с учетом двух интервалов слева и двух - справа. Такой способ построения позволяет избежать "частотокола", связанного со случайными факторами, и значительно повышает вероятность оценки минимумов многомодальных распределений. Анализ обобщающей гистограммы с учетом особенностей распределения величин  $Cr/(Cr+Al)$  в некоторых представительных массивах позволяет конкретизировать границы между петрохимическими типами перидотитов и наметить характеризующие их интервалы хромистости: субконтинентальные - 0,06-0,25; субокеанические - 0,25-0,50; переходные - 0,5-0,6; островодужные - 0,6-0,9.

ной офиолитовой зоны Динарид /137/; 7, 8 - Средний Крака и Нурали (Урал) /26, 27/.

В - существенно гарцбургитовые массивы складчатых областей: 1, 2 - Елистратовский и Длинногорский массивы Корякской геосинклинальной системы; 3 - массивы п-ова Карагинского и горы Солдатской, Восточная Камчатка (/19/, а также неопубликованные данные, включая образцы из коллекции Л.Л. Красного); 4 - массивы зоны Сангун-Ямагучи, Западная Япония /31/; 5 - массив Ред Маунтин, офиолитовый пояс Дун Маунтин, Новая Зеландия /50/; 6 - массивы Калифорнии и Юго-Западного Орегона (Сейяд /47/, Ред Маунтин /41/, Бюрро Маунтин /45/, Вулкан Пик /42/); 7 - Внутренняя офиолитовая зона Динарид /13/; 8 - Шоржинский и Джил-Сатанахачский массивы Малого Кавказа, Армения (данные авторов); 9, 10 - Кемпирсайский /14, 16/ и Войкаро-Сыньинский /10, 20, 22, 23/ массивы Урала; 11 - дунит-гарцбургитовые массивы юга Сибири (Иджимский, Западный Саян /20/, Оспинский, Восточный Саян /4/).

Г - сводная (по данным гистограмм А, Б, В) гистограмма величин хромистости шпинелевых перидотитов.

$$\bar{n} = (3n_i + 2n_{i+1} + 2n_{i-1} + n_{i+2} + n_{i-2}) : 9.$$

Применение указанных названий к мантийным перидотитам подразумевает определенную степень их равновесной истощенности "магмофильными" компонентами, типичную для данной геодинамической обстановки. "Субокеаническими", "переходными" или "островодужными" характеристиками состава хромшпинелидов обладают те толщи перидотитов, которые в полной мере вовлечены в процесс формирования новой литосферы – океанической или островодужной. Перидотиты более глубоких горизонтов верхней мантии океанов, судя по ксенолитам в продуктах внутриплитного вулканизма (Гавайские острова, Таити и др.), имеют слабо-истощенный "субконтинентальный" состав хромшпинелидов и пироксенов.

### Обсуждение результатов

Акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и лерцолитов фанерозойских офиолитовых ассоциаций по величине хромистости соответствуют всем четырем выделенным типам перидотитов. Такой широкий диапазон составов шпинелей является показателем больших вариаций степеней равновесного частичного плавления перидотитов и может отражать различие геодинамических обстановок уравнивания метаморфических перидотитов офиолитовых ассоциаций. Можно попытаться осветить эти условия, экстраполируя на древние офиолиты современные геотектонические обстановки проявления перидотитов с различными уровнями хромистости акцессорных шпинелей.

Субконтинентальный тип представлен шпинелевыми лерцолитами верхней мантии континентальных областей, а также Красноморского "шелёвого" бассейна. По тектоническим обстановкам формирования к последнему близки офиолитовые бассейны "Лигурийского Тетиса" /44/, к фрагментам которых принадлежат лерцолитовые массивы Западных Альп (Бальдиссеро, Бальмучия), Корсики, Апеннин. К этому же типу относятся лерцолитовые массивы Центрального пояса Динарид (Кривая-Конюх и др.) /13/, Лизард в Корнуэлле /38/ и некоторые другие, представляющие подтипы "корневой зоны" и "горячих" перидотитов; последние по геологической обстановке своего проявления относятся к офиолитовым.

Становление всех этих лерцолитовых массивов исследователи связывают с разными степенями раскола континентальной коры, иногда сопровождающегося образованием бассейнов с линейными участками коры океанического типа, в фундаменте которых лерцолиты не претерпели существенного частичного плавления. Для подобных бассейнов типоморфна геодинамическая обстановка Западного Средиземноморья и Красного моря; однако лерцолиты и гарцбургиты с малохромистыми (0,13–0,24) шпинелями участвуют также в строении некоторых альпийских массивов складчатого обрамления Тихого океана (Юго-Западный Орегон /46/, Эльденыр и Тамватней в Корякском нагорье).

Субокеанический тип перидотитов охарактеризован во многих работах, основанных на данных детальных петро- и геохимических исследований /25, 35, 48 и др./. Используемая нами выборка показывает, что для субокеанических бесплагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитов типичны акцессорные шпинели с величинами хромистости в пределах 0,25–0,50. Судя по литературным данным, акцессории с повышенной хромистостью (в пределах 0,5–0,6) относятся к перидотитам (главным образом гарцбургитам) более остаточного состава, обедненным энстатитом /35, 48/; такие же повышенные параметры хромистости характеризуют шпинели некоторых абиссальных дунитов, плагиоклазосодержащих гарцбургитов и лерцолитов /35/. Эти факты дают основание предполагать, что повышение хромистости акцессорных шпинелей

абиссальных перидотитов скорее всего вызвано локально проявленными процессами повторного частичного плавления; последние могут быть обусловлены наложением на океанический перидотитовый фундамент внутриплитного базальтового магматизма, связанного с мантийными струями /36, 48/. Наряду с этим шпинели некоторых образцов абиссальных перидотитов имеют низкие величины  $Cr/(Cr+Al)$ – 0,14–0,24, характерные для субконтинентального типа (или глубоких горизонтов субокеанической верхней мантии); большая часть этих данных относится к шпинелевым лерцолитам, драгированным в зонах разломов Юго–Западного Индоокеанского хребта, и отражает, согласно Г.Н. Савельевой /25/, существование очень древних крупномасштабных неоднородностей перидотитов верхней мантии. Наряду с этим сохранение высокоглиноземистых шпинелей в перидотитах отдельных сравнительно крупных участков срединно–океанических хребтов может отражать специфическую обстановку быстрого подъема глиноземистых перидотитов из глубоких горизонтов субокеанической мантии, не претерпевших вследствие этого достаточной степени частичного плавления.

По величинам хромистости аксессуарных шпинелей к субокеаническому типу относятся многие офиолитовые массивы гарцбургит–лерцолитового и гарцбургитового состава; как и в перидотитах современных океанов, шпинели таких альпинотипных массивов иногда выходят за пределы оптимального интервала хромистости 0,25–0,5 и частично соответствуют параметрам субконтинентального и переходного типов. Особенности состава, свойственные субконтинентальным перидотитам, сохраняют чаще массивы с широким развитием лерцолитов (Средний Крака, Усть–Бельский), а также Кемпирсайский гарцбургитовый (см. рис. 3); другие гарцбургитовые массивы субокеанического типа отличаются повышением хромистости аксессуарных шпинелей до 0,7 (Войкаро–Сыннинский, а также Джозефин в Калифорнии /34/). Типичные для субокеанических перидотитов величины  $Cr/(Cr+Al)$  установлены для лерцолитов массивов Нурали, Ланцо, гарцбургитов Бюро Маунтин (Калифорния).

Переходный тип перидотитов с промежуточными (между субокеаническими и островодужными) значениями хромистости аксессуарных шпинелей (0,5–0,6) характерен для крупных фрагментов мезозойских и кайнозойских офиолитов, включенных в аккреционные складчатые системы современной зоны перехода к Тихому океану. К рассматриваемому типу относятся перидотиты гарцбургитовых (иногда и лерцолит–гарцбургитовых) массивов Елистратовского, Длинногорского (Корякское нагорье), Солдатского (Восточная Камчатка), зоны Сангун–Ямагучи (Западная Япония), Тиебаги (Новая Каледония), Сейяд (Калифорния), а также массивов бывших зон перехода Восточного Средиземноморья – Троодос (Кипр) /28/, Шоржинского и Джил–Сатанахачского (Армения), Самайл (Оман), Урала (Хабаринский /18/ и др.). Все эти массивы входят в состав офиолитовых ассоциаций, формировавшихся на ранних стадиях существования энсиматических островных дуг. Развитие бонинитоидов в вулканических и дайковых комплексах некоторых из указанных выше офиолитов позволяет предполагать, что гарцбургиты с преобладающим “переходным” составом хромшпинелей ( $Cr/(Cr+Al) = 0,5–0,6$ ) уравновешены в геодинамических обстановках островодужного спрединга – додугового или внутридугового, предшествующего субаэральному вулканизму развитой вулканической дуги /21/. В строении большинства указанных массивов участвуют также перидотиты с аксессуарными или субокеанического, или островодужного состава. Широкий диапазон хромистости шпинелей, по–видимому, отражает неполную переработку пород океанического фундамента при наложении на них флюидно–магматических систем раннеостроводужного толеитового и бонинитового магматизма.

Островодужный тип включает гарцбургиты с наиболее хромистыми аксессуарами, в составе которых велика роль магнезиохромитового минала. Величины отношений  $Cr/(Cr+Al)$  в интервале 0,6–0,9 характеризуют подавляющую часть хромшпинелидов гарцбургитов современных островных дуг западного обрамления Тихого океана с развитым субааральным вулканизмом и плутолизмом известково-шелочного ряда – Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга, мезозойской Майницкой в Корякском нагорье (массивы Красногорский, Чирыйна-ский). К рассматриваемому типу по величинам хромистости шпинелей относятся также гарцбургиты массивов Южного (Новая Каледония) /43/, Голеш и Радуша во Внутреннем офиолитовом поясе Динарид /13/, Оспинского и Иджимского в Саянах.

Пространственная связь гарцбургитов островодужного типа с вулканическими бонинитовой серии, содержащими микрофенокристы магнезиохромита, была положена в основу гипотезы, рассматривающей высокохромистые шпинели и вмещающие их породы в качестве наиболее ранних дифференциатов бонинитовых магм /9/. Однако геологические данные показывают, что гарцбургиты с высокохромистыми аксессуарами могут быть связаны переходами с перидотитами, содержащими умеренно хромистые аксессуары. Хромшпинелиды с величинами  $Cr/(Cr+Al) > 0,6$  появляются спорадически уже в перидотитах океанического и переходного типов (массивы Тамватней, Троодос, Елистратовский и др.), они равновесны с новообразованными генерациями силикатных минералов и отражают последовательные этапы истощения перидотитов магмофильными компонентами. Поэтому более вероятной представляется остаточная природа островодужных гарцбургитов с высокохромистыми аксессуарами, в пользу чего свидетельствует крайне истощенный характер пород и минералов. Рассматриваемые хромшпинелиды обычно входят в состав дунит-гарцбургитовых массивов, почти лишенных клинопироксена и заметно обедненных энстатитом.

Крайние по составу аксессуары гарцбургитов Красногорского массива характеризуются аномально высокими величинами  $Cr/(Cr+Al)$  в пределах 0,8–0,9 (см. рис. 3, А), типичными для хромшпинелидов дунитов дунит-гарцбургитовых массивов. По величине хромистости шпинелей (0,6–0,9) к этому же типу относятся глубинные включения "истощенных" гарцбургитов в кимберлитах Южной Африки, остаточная природа которых аргументирована на основании детального изучения химического состава всех минеральных фаз /40/. Исследование минеральных включений в аксессуарных и рудных хромшпинелидах островодужных гарцбургитовых серий позволяет предполагать большую роль летучих компонентов при образовании рассматриваемой хромитовой минерализации /5/, что подразумевает одновременное истощение перидотитового субстрата путем выноса легкоплавких компонентов флюидами и флюидно-магматическими потоками – производными островодужного толеитового и известково-шелочного магматизма.

## Заклучение

Перидотиты офиолитовых серий по величинам параметра  $Cr/(Cr+Al)$  акцессорных шпинелей могут быть подразделены на несколько типов, соответствующих различным геодинамическим обстановкам их формирования.

1. Высокоглиноземистые (0,08–0,25) лерцолитовые – фрагменты субконтинентального перидотитового фундамента, существовавшего на ранних стадиях развития небольших океанических бассейнов.

2. Умеренно глиноземистые, среднехромистые (0,25–0,5) гарцбургитовые и лерцолитовые, принадлежащие перидотитовому основанию развитых океанических бассейнов геологического прошлого.

3. Гарцбургитовые серии переходного типа, с промежуточным составом хромшпинелидов (0,5–0,6), образовавшиеся при переработке перидотитов океанического типа наложенными на них процессами магматизма ранних стадий развития островных дуг.

4. Высокохромистые (0,6–0,9) гарцбургитовые серии, образовавшиеся в фундаменте развитых островных дуг типа Идзу–Бонинской, Марианской, Тонга.

Предложенная в настоящей статье типизация перидотитов может быть полезна для разработки вопросов петрогенезиса офиолитовых ассоциаций, металлогении различных по составу комплексов мантийных ультрамафитов. Можно констатировать, что многие альпинотипные массивы, вмещающие промышленные руды хромитов, относятся к субокеаническому (Кемпирсайский, Войкаро–Сыннинский, Джозефин) и переходному (Троодос, Тиебаги, зона Сангун) типам, т.е. представляют собой крупные фрагменты перидотитового фундамента океанической литосферы, вовлеченные в геодинамические обстановки ранних стадий островных дуг или задугового спрединга. Хромититы субокеанических, переходных и островодужных перидотитовых массивов различаются по минеральному составу платиноидов /6/. Однако металлогеническая специализация альпинотипных массивов не может быть объяснена только принадлежностью перидотитов к тому или иному петрохимическому типу; она обусловлена также характером и интенсивностью развития краевых дунитов, ультрамафитов кумулятивного типа, что, очевидно, в решающей степени зависит от условий и интенсивности взаимодействия основных по составу магм, формирующих вулканические и плутонические толщи офиолитов, с различными типами перидотитового фундамента.

## Список литературы

1. Белый В.Ф., Гельман М.Л. Ультраосновные изверженные породы в юго-западной части Корякского нагорья // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – С. 138–150.
2. Велинский В.В., Банников О.Л. О связи химического состава акцессорных хромшпинелидов в альпинотипных гипербазитах с составом материнских пород и сосуществующих силикатов (на примере Усть–Бельского массива на Чукотке) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. – М.: Наука, 1972. – С. 161–173.
3. Геология дна Филиппинского моря / Ред. Пейве А.В. – М.: Наука, 1980. – 262 с.
4. Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Колыхалов А.В. Эволюция деформационной структуры и состава нефритиносных гипербазитов Восточного Саяна и Юго–Западного Прибайкалья // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1987. – Вып. 4. – С. 47–75.
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Акцессорные и рудообразующие хромшпи-

- нелиды некоторых дунит-перидотитовых массивов Корякского нагорья // Зап. ВМО. - 1986. - Т. 115, вып. 5. - С. 569-581.
6. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породобразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. - Магадан: СВКНИИ, 1985. - Ч. 2: Минералы платиновых элементов. - 60 с. (Препринт).
  7. Дмитренко Г.Г., Паланджян С.А. О петрохимических критериях серпентинизации альпинотипных перидотитов // Геохимия. - 1988. - № 9. - С. 1249-1260.
  8. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Петрохимические типы перидотитов мантии // Геохимия. - 1976. - № 8.
  9. Злобин С.К., Дмитриев Л.В. О генезисе хромитовых месторождений в офиолитах // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 283, № 1. - С. 158-161.
  10. Лазько Е.Е. Петрология, формационная принадлежность и критерии рудоносности ультрамафитов офиолитов (на примере Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале) // Роль магматизма в эволюции литосферы. - М.: Наука, 1984. - С. 3-80.
  11. Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларин (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 12. - С. 28-42.
  12. Лазько Е.Е., Кашинцев Г.Л., Муравицкая Г.Н. Перидотиты разлома Хизен (юго-восточная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1984. - № 3. - С. 42-53.
  13. Максимович З., Иованович Л. Термическая эволюция ультраосновных пород Центральных и Внутренних Динарид (Югославия) // Геохимия. - 1984. - № 2. - С. 147-159.
  14. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 223 с.
  15. Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. - М.: Наука, 1982. - 218 с.
  16. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. - М.: Наука, 1979. - С. 5-78.
  17. Паланджян С.А., Говоров И.Н., Тарарин И.А., Коновалов Ю.И. Офиолитовые ассоциации глубоководных желобов // Геология глубоководных желобов и подводных возвышенностей северо-западной части Тихого океана. - М.: Наука (в печати).
  18. Панеях Н.А. Эволюция состава шпинели в гипербазитах // Минерал. журн. - 1984. - № 1. - С. 38-52.
  19. Пейве А.А. Гипербазиты полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. - 1987. - № 2. - С. 41-46.
  20. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Ред. Соболев В.С., Добрецов Н.Л. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 222 с.
  21. Пирс Дж., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. - М.: Мир, 1987. - С. 134-165.
  22. Савельев А.А. Хромиты Войкаро-Сыньинского массива // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. - Свердловск, 1977.
  23. Савельева Г.Н. Структура и петрология офиолитов Войкаро-Сыньинского массива // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. - М.: Наука, 1983. - С. 26-52.

24. Савельева Г.Н. Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна // *Геохимия*. - 1984. - № 5. - С. 691-704.
25. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. - М.: Наука, 1987. - 246 с.
26. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // *Геотектоника*. - 1983. - № 2. - С. 42-57.
27. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крак на Южном Урале // *Геотектоника*. - 1985. - № 4. - С. 33-68.
28. Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н. К петрологии ультраосновных пород офиолитового массива Троодос, о. Кипр // XIV семинар "Геохимия и физико-химическая петрология магматизма": Тез. докл. - М., 1988. - С. 204-205.
29. Шейнманн Ю. М., Лутц Б.Г. Естественные группы ультрабазитов; их значение для тектонического анализа // *Геотектоника*. - 1974. - № 4. - С. 3-18.
30. Шека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. - М.: Наука, 1983. - 168 с.
31. Arai S. Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan // *J. Petrol.* - 1980. - Vol. 21, part 1. - P. 141-165.
32. Bloomer S.H., Fisher R.L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench - a non-accreting plate boundary // *J. Geology*. - 1987. - Vol. 95, N 4. - P. 469-495.
33. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry // *J. Geophys. Res.* - 1986. - Vol. 91, N B1. - P. 599-631.
34. Dick H.J.B. Partial melting in the Josephine Peridotite. 1. The effect of mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry // *Amer. J. Sci.* - 1977. - Vol. 277. - P. 801-832.
35. Dick H.J.B., Bullen Th. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1984. - V. 86, N 1. - P. 54-76.
36. Dick H.J.B., Fisher R.L., Bryan W.B. Mineralogical variability of the uppermost mantle mid-oceanic ridges // *Earth and Planet. Sci. Let.* - 1984. - Vol. 69, N 1. - P. 88-106.
37. Ernst W.G. Petrochemical study of lherzolitic rocks the Western Alps // *J. Petrol.* - 1978. - Vol. 19, N 3. - P. 341-392.
38. Green D.H. The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall // *J. Petrol.* - 1964. - Vol. 5, N 1. - P. 134-188.
39. Hebert R., Bideau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30' S on the East Pacific Rise: igneous petrology // *Earth and Planet. Sci. Let.* - 1983. - Vol. 65, N 1. - P. 107-125.
40. Hervig R.L., Smith J.V., Steele L.M. Fertile and barren Al-

- Cr-spinel harzburgites from the upper mantle: Ion and electron probe analyses of trace elements in olivine and orthopyroxene: Relation to lherzolites // *Earth and Planet. Sci. Let.* - 1980. - Vol. 50. - P. 41-58.
41. Himmelberg G.R., Coleman R.G. Chemistry of primary minerals and rocks from the Red-Mountain - Del Puerto ultramafic mass, California // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* - 1968. - 600-C. - P. 18-26.
  42. Himmelberg G.R., Loney R.A. Petrology of the Vulcan Peak alpine-type peridotite, SE Oregon // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1973. - Vol. 84, N 5.
  43. Leblanc M., Dupuy C., Cassard D. et al. Essai sur la genese des corps podiformes de chromitite dans les peridotites ophiolitiques: Etude des chromites de Nouvelle-Caledonie et comparaison avec celles de Mediterranee orientale // *Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Sympos. Cyprus*, 1979. - Nicosia, 1980. - P. 691-701.
  44. Lemoine M., Tricant P., Boillot G. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model // *Geology.* - 1987. - Vol. 15, N 7. - P. 622-625.
  45. Loney R.A., Himmelberg G.R., Coleman R.G. Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, USA // *J. Petrol.* - 1971. - Vol. 12, part 2. - P. 245-309.
  46. Medaris L.G. High-pressure peridotites in Southwestern Oregon // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1972. - Vol. 83. - P. 41-57.
  47. Medaris L.G. Coexisting spinel and silicated in alpine peridotites of the granulite facies // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1975. - Vol. 39. - P. 947-958.
  48. Michael P.J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations for partial melting // *Earth and Planet. Sci. Let.* - 1985. - Vol. 73. - P. 91-104.
  49. Shibata T., Thompson G. Peridotites from the Mid-Atlantic ridge at 43° N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1986. - Vol. 93, N 2. - P. 144-159.
  50. Sinton J.M. Equilibration history of the basal alpine-type peridotite, Red Mountain, New Zealand // *J. Petrol.* - 1977. - Vol. 18, part 2. - P. 216-246.
  51. Vanko D.A., Batiza R. Gabbroic rocks from the Mathematican Ridge failed rift // *Nature.* - 1982. - Vol. 300, N 5894. - P. 742-744.
  52. Wyllie P.J. Ultramafic and ultrabasic rocks. Petrography and petrology // *Ultramafic and related rocks* / Ed. P.J. Wyllie. John Willey and Sons, Inc. - New York et al., 1967. - P. 1-7.

А.И. Гончаренко

## ЭВОЛЮЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ И СОСТАВА ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Проблема эволюции вещества верхней мантии является одной из ключевых в современной петрологии, и успешное разрешение многих ее аспектов может быть достигнуто в процессе исследования внутренней деформационной структуры гипербазитовых массивов, слагающих основание разрезов офиолитовых комплексов. Попытки такого исследования предпринимались неоднократно /6-13, 23, 30, 31, 35, 43, 47 и др./ и показали перспективность указанного научного направления.

Структурно-тектоническая позиция массивов гипербазитов, входящих в состав офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Тувы и Полярного Урала, определяется приуроченностью к геосинклинальным и эпибайкальским орогенным структурам трех циклов тектогенеза – байкальского, салаирского и герцинского. Сопряженные структуры байкалитид и салаирид относятся к складчатым сооружениям мозаично-блокового, а обособленные структуры герцинид – к областям линейного строения.

Офиолиты байкалитид представляют собой структурно усеченные, интенсивно фрагментированные комплексы ареального типа, которые в отличие от офиолитовых петротипов характеризуются отсутствием связи гипербазитов с габброидами. Наиболее тесная связь между этими членами офиолитовой ассоциации сохранилась в структурах салаирид, что объясняется меньшей степенью их деструкции на уровнях земной коры. Габброиды здесь отчетливо прорывают гипербазиты с образованием в зоне их контакта реакционной серии пород дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации.

Анализ соотношения гипербазитовых массивов с породами обрамляющих метаморфических комплексов позволяет прийти к заключению о наличии между ними холодных тектонических контактов.

Создаваемая на ранних этапах пластического течения гипербазитов дисконформная к обрамлению внутренняя структура массивов подвергалась воздействию наложенной деформации, связанной с транспортировкой твердопластичных блоков в верхние горизонты земной коры на уровне их консолидации. Последовательное усложнение структуры гипербазитовых массивов привело к искажению ранее сформированных структурных форм и становлению новой системы структурных элементов, что согласуется с общим принципом развития структур во времени /24/.

По особенностям внутренней структуры гипербазитовые массивы офиолитов, локализованных в пределах разновозрастных складчатых систем, существенно различаются между собой. В структурах байкалитид массивы гипербазитов приурочены к эпибайкальским протоорогенным прогибам и сложены мегаполосчатыми дунит-гарцбургитовыми комплексами с превалирующей ролью дунитов. В них устанавливаются морфологически сложные конформные с вмещающей рамой структурные формы пластического течения пород. В складчатых системах салаирид гипербазитовые массивы структурно сопряжены с зонами эвгеосинклиналей и сложены типичными мезополосчатыми дунит-гарцбургитовыми комплексами пород. Изучение внутреннего строения этих комплексов показало, что процесс их формирования сопровождался разнообразными складчатыми и хрупкими деформациями. Их эволюция направлена на увеличение степени конформности внутренней структуры массивов с породами обрамления. Тектоническая история гипербазитов в структурах герцинид запечатлена в более многократной по сравнению с салаиридами наложенной складчатости ду-

Таблица 1. Схема корреляции процессов пластической деформации

Стадия деформационного цикла	Кузнецкий Алатау			Западный Саян
	гор Северной Зеленой	Бархатный	Среднетерсинский	Иджимский
II			D <sub>5</sub> - F <sub>5</sub> - изоклиналильные складки оливин-антгоритовых ультраметаморфитов	D <sub>5</sub> - S <sub>5</sub> - сланцеватость, кливаж, параллельный минеральной уплощенности
			D <sub>4</sub> - F <sub>4</sub> - складчатая форма массива	D <sub>4</sub> - F <sub>4</sub> - средние цилиндрические складки
			D <sub>3</sub> - S <sub>4</sub> - минеральная уплощенность	D <sub>3</sub> - F <sub>3</sub> - мелкие открытые или опрокинутые складки
		D <sub>2</sub> - S <sub>2</sub> - минеральная уплощенность	D <sub>2</sub> - S <sub>2</sub> - минеральная уплощенность, складчатая форма (?)	D <sub>2</sub> - F <sub>2</sub> - крупные конические складки
I			D <sub>2</sub> - S <sub>2</sub> - минеральная уплощенность	
	D <sub>1</sub> - S <sub>1</sub> - минеральная уплощенность	D <sub>1</sub> - S <sub>1</sub> - минеральная уплощенность	D <sub>1</sub> - S <sub>1</sub> - минеральная уплощенность	D <sub>1</sub> - F <sub>1</sub> - изоклиналильные складки

нит-гарцбургитовых комплексов. Их деформация осуществлялась трансформацией вертикальных перемещений гипербазитовых массивов в горизонтальные.

Последовательно проявившиеся в массивах структурные формы и элементы отражают фазы пластической деформации пород. Проведенная корреляция фаз и стадий пластической деформации гипербазитов (табл. 1) отражает общую тенденцию развития тектонических событий, в которые были вовлечены массивы на пути их движения из глубин верхней мантии на уровни консолидации в земной коре.

Вся совокупность тектонических событий и обусловленная ими иерархия структурных форм и элементов объединяется в деформационный или тектонодеформационный цикл /G/, соответствующий выделяемому Ю.В. Миллером /24/ для глубоко метаморфизованных комплексов. Первая стадия выделяемого деформационного цикла представлена системой сжатых или изоклиналильных складок, в которых минеральная уплощенность субпараллельна протополосча-

## альпинотипных гипербазитов

Западный Саян		Тува	
Борусский	Калдарский	Ак-Довуракский	Агардагский

$D_4 - S_4$  - сланцеватость, параллельная минеральной уплощенности

$D_3 - F_3$  - средние наложенные конические складки

$D_3 - S_3$  - сланцеватость

$D_3 - S_3$  - минеральная уплощенность

$D_2 - F_2$  - средние конические складки

$D_2 - F_2$  - средние сжатые складки

$D_2 - S_2$  - минеральная уплощенность

$D_2 - S_2$  - минеральная уплощенность

$D_1 - F_1$  - изоклиналильные складки

$D_1 - S_1$  - реликтовая полосчатость и параллельная ей минеральная уплощенность

$D_1 - F_1$  - изоклиналильные складки

$D_1 - F_1$  - изоклиналильные складки

тости на уровне верхней мантии в условиях субгоризонтального или наклонного течения. Структурные формы второй стадии представляют собой крупные наложенные складчатые структуры преимущественно конического типа, круто поставленные осевые поверхности которых совпадают с общим стилем складчатости вмещающих массивы метаморфических комплексов. Движение массивов в области консолидации сопровождалось внедрением габброидов и последующей деформацией габбро-гипербазитовых комплексов. На завершающем этапе структурной эволюции складчатые формы деформировались поздними наложенными складкообразующими процессами с возникновением взбросо-надвиговых структур ультрамафитов.

Таким образом, стадийность проявления пластических деформаций гипербазитов отражается в усложнении внутренней структуры массивов и искаже-

Окончание табл. 1

Стадия деформационного цикла	Тува		Полярный Урал	
	Тарлашкинский	Билинский	Войкаро-Сыннинский	Рай-Из
			$D_5 - F_5$ сжатые и изоклиналильные складки и ультраметаморфиты $D_4 - F_4$ - мелкие птигмитовые складки - $D_4 - S_4$ - минеральная уплощенность	
II		$D_3 - F_3$ - минеральная уплощенность  $D_2 - F_2$ - структура течения массива	$D_3 - F_3$ - средние складки  $D_2 - F_2$ - крупные открытые складчатые формы	$D_3 - S_3$ - минеральная уплощенность  $D_2 - F_2$ - крупные конические складки
I	$D_1 - S_1$ - реликтовая деформационная полосчатость	$D_1 - S_1$ - минеральная уплощенность	$D_1 - F_1$ - изоклиналильные складки	$D_1 - F_1$ - изоклиналильные складки

нии ранее сформированных структурных форм, а также в последовательном становлении новых систем структурных элементов в соответствии с общим принципом развития структур во времени /24/.

Изученные гипербазиты характеризуются большим разнообразием деформационных и рекристаллизационных структур, отражающих этапы их пластического течения на уровнях верхней мантия - земная кора. В основу систематики этих структур положены морфологические признаки оливина как наиболее ярко выраженного индикатора степени деформации пород.

Классификация и типизация выделенных структурных типов оливина позволяют выявить общую направленность процесса пластического течения пород. Гипербазиты салаирид и герцинид отличаются превалирующей ролью процессов пластического деформирования в условиях верхней мантии, а гипербазиты байкалид - преобладающим развитием синметаморфической рекристаллизации на уровнях консолидации массивов в земной коре.

Между оливинами из гипербазитов салаирид и байкалид устанавливаются достоверные различия по железистости. Выявляемая общая тенденция уменьшения железистости оливинов с увеличением степени их рекристаллизации отражает метаморфическую эволюцию вещества гипербазитов на уровнях верхней мантия - земная кора.

Функциональная связь между железистостью и степенью деформации оливинов хорошо согласуется с данными ЭПР об их структурной неоднородности /13/. Этот вывод подтверждается отсутствием трехвалентного железа в решетке оливинов, пластически деформированных в условиях верхней мантии, и вхождением его в кристаллическую структуру оливинов, рекристаллизованных на уровнях земной коры.

Вывод о глубинных условиях деформации структурно однородных оливинов подтверждается также связью с высокотемпературными системами внутрикристаллического скольжения флюидных включений, обогащенных метаном и азотом /11/.

Проведенное ИК-спектроскопическое изучение деформированных и рекристаллизованных оливинов показало отчетливые различия функциональных связей между отношениями полос поглощения ( $x^i$ ) и степенью деформации ( $R$ ) /5, 6, 10/. Корреляционная система  $x^i_{500/540 \text{ см}^{-1}} = f(R)$  объективно устанавливается лишь для оливинов, деформированных в относительно глубинных условиях, соответствующих ранним этапам пластического течения. Поздние этапы деформации оливинов, осуществлявшиеся в обстановке синметаморфического течения, фиксируются корреляционной системой

$$x^i_{980/880 \text{ см}^{-1}} = f(R).$$

Для суждения об условиях деформации оливинов важное значение имеет оценка дифференциального напряжения  $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ , используемого в качестве геопьезометра /46/. Оценка величины стресса ( $\sigma$ ) по плотности дислокаций и размеру рекристаллизованных зерен проводилась для ряда массивов /9, 12, 23/.

Из полученных новых данных (табл. 2) видно, что минимальные плотности дислокаций, выявленных методом декорирования /41/, и, соответственно, значения  $\sigma$  устанавливаются в оливинах протогранулярного типа ранней фазы ( $D_1$ ) деформации. Наложенная деформация поздних фаз ( $D_2, D_3$ ) осуществлялась, судя по максимальной плотности дислокаций, при повышенных значениях  $\sigma$ , характеризующих режим неустановившейся ползучести в зонах глубинных разломов, для которых  $\sigma = 700-3000$  бар /36/. Оценка плотности дислокаций в оливинах позволяет выявить общую тенденцию роста дифференциального напряжения от ранних фаз течения гипербазитов к более поздним.

Вариации состава энстатитов в гипербазитах связаны со степенью их деформации и подтверждают полученный ранее вывод /32/ об уменьшении содержания в них алюминия, хрома и кальция, а также отношения  $Al^{VI} / Al^{IV}$  в процессе синтетектонической рекристаллизации при снижении температуры.

Расчет значений равновесного давления показывает, что глубинность формирования ортопироксенов согласуется с полученными по диаграммам /22, 26/ оценками температуры их кристаллизации в интервале 1210-750 °C, отражающем регрессивную термальную эволюцию энстатитов протогранулярного типа в процессе их динамометаморфизма. Эти выводы подтверждаются также данными по составу клинопироксенов в гипербазитах. Анализ соотношений в них барофильных и барофобных компонентов /22/ показал, что синметаморфическая перекристаллизация клинопироксенов осуществлялась на малоглубинных уровнях, фиксируемых минимальными значениями  $Al^{VI} / Al^{IV}$ .

Акцессорные хромшпинелиды из гипербазитов, слагающих массивы байкалитид, являются более железистыми, что связано с большей интенсивностью синметаморфической перекристаллизации гипербазитов в древних структурах докембрия по сравнению с гипербазитами салаирид. Для слабо метаморфизо-

Таблица 2. Оценка стресса  $\sigma = (\sigma_1 - \sigma_3)$  в альпинотипных гипербазитах по плотности дислокаций ( $\rho$ ) в оливинах

№ п/п	№ обр.	Кол-во измерений	$\rho$ , см <sup>-2</sup>			$\sigma$ ср' кбар	Порода и фаза деформации
			от	до	$\bar{X}$		
Иджимский массив							
1	Ид-122	4	$7 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^7$	0,25	Гарбургит D <sub>1</sub>
2	Ид-125	7	$10^7$	$10^8$	$2,5 \cdot 10^7$	0,33	D <sub>1</sub>
3	Ид-145	5	$10^7$	$5 \cdot 10^7$	$2,0 \cdot 10^7$	0,31	Дунит, D <sub>1</sub> Гарбургит
4	Ид-1	3	$5 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^7$	$6,3 \cdot 10^7$	0,47	D <sub>3</sub>
5	Ид-3	5	$10^8$	$2 \cdot 10^9$	$6,0 \cdot 10^8$	1,10	D <sub>3</sub>
6	Ид-157	4	$9,8 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^7$	$10^7$	0,24	П
7	Ид-157	4	$1,1 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^7$	0,25	Р
8	Ид-158	4	$9,9 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^7$	$10^7$	0,24	П
9	Ид-158	4	$1,1 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^7$	0,25	Р
Борусский массив							
10	Бр-125	6	$9 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^7$	0,25	Дунит, D <sub>1</sub>
11	Бр-126	7	$9 \cdot 10^6$	$8 \cdot 10^7$	$2,1 \cdot 10^7$	0,31	Гарбургит, D <sub>1</sub>
Тарлашкинский массив							
Дунит							
12	Тр-42	4	$5 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^7$	$0,7 \cdot 10^7$	0,21	П
13	Тр-42	4	$2 \cdot 10^8$	$6 \cdot 10^8$	$3 \cdot 10^8$	0,85	Р
14	Тр-25	4	$2 \cdot 10^7$	$10^8$	$4 \cdot 10^7$	0,40	Р
15	Тр-44	4	$6 \cdot 10^7$	$10^9$	$2 \cdot 10^8$	0,73	Л
Войкаро-Сыньинский массив							
16	ВК-136/1	3	$9 \cdot 10^6$	$10^7$	$10^7$	0,24	Гарбургит, D <sub>1</sub>
17	ВК-136/2	3	$0,9 \cdot 10^6$	$0,8 \cdot 10^7$	$6 \cdot 10^6$	0,20	Дунит, D <sub>1</sub>
18	ВК-122/1	3	$4 \cdot 10^8$	$1,1 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^8$	1,23	Гарбургит, D <sub>2</sub>
19	ВК-122/2	3	$10^8$	$5 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^8$	0,73	Дунит, D <sub>2</sub>
20	ВК-123/1	5	$1,1 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^8$	1,23	Войкарит, D <sub>4</sub>

Примечание. Типы оливина: П - порфирокластовый, Р - рекристаллизованный, Л - лейстовый. D<sub>1-4</sub> - фазы деформаций. Расчет значений стресса произведен на основании экспериментальных данных [37], аппроксимированных в виде:  $\sigma_1 - \sigma_3 = 0,1 [\rho / 10^6]^{3/8}$ .

ванных хромшпинелидов из гипербазитов салаирид устанавливается отчетливая корреляционная зависимость между их составом, микротвердостью и отражением /21/. Анализ составов аксессуарных хромшпинелидов и расчеты оливин-хромитовых равновесий выявляют рубежи термической эволюции гипербазитов, достижение которых связано с изменением условий деформации пород. Достиженные температурные равновесия фиксируются в интервале 1300–500 °С и характеризуют этапы термодинамической эволюции вещества гипербазитов при подъеме массивов из глубин верхней мантии, а также отражают этапы регрессивного синметаморфического преобразования пород на уровнях их консолидации в земной коре.

Нормативные составы изученных альпинотипных гипербазитов укладываются в полё непрерывного ряда дунит – гарцбургит – перцолит /34/. Различия между альпинотипными гипербазитами байкалит и салаирид фиксируются несколькими достоверными коррелятивными связями между петрогенными окислами. В гарцбургитах салаирид активные петрохимические связи определяют кластеры  $FeO - MgO - NiO$ ,  $SiO_2 - Al_2O_3$ ,  $Al_2O_3 - CaO$ , а в гарцбургитах байкалит – лишь кластер  $FeO - MgO - NiO$ . Указанные различия отражают генетическую сущность сопоставляемых петрохимических типов гипербазитов. Отсутствие корреляции  $Al_2O_3 - CaO$  в гарцбургитах байкалит указывает на более высокую степень их рестирования и полную потерю связи с ассоциирующими габброидами. Этот вывод подтверждается существенным понижением в них содержания элементов-примесей, когерентных с габброидами.

Пространственно связанные с гипербазитами габброиды объединяются в два генетических типа. К первому из них относятся низкотитанистые габброиды с повышенной основностью плагиоклаза ( $An_{60-90}$ ) и относительно высоким содержанием нормативного анортита /5, 25/. Габброиды второго типа отличаются повышенной титанистостью и железистостью, а также более низкой основностью плагиоклаза ( $An_{27-60}$ ).

Устанавливаемые вариации нормативного состава габброидов указывают на их котектическую природу. В целом эволюция базитового магматизма офиолитовых зон имеет две отчетливые тенденции. Первая из них характеризуется отсутствием гранитоидных дифференциатов и указывает на геодинамический режим ее проявления, близкий к океаническому, а вторая связана с формированием габбро-плагиогранитной ассоциации, типичной для режимов островодужного типа /4/.

Устойчивое соотношение  $CaO/Al_2O_3$  в гипербазитах и ассоциирующих с ними габброидах фиксируется в пропорциях, соответствующих наиболее легкоплавким котектическим расплавам, как это показано на примере Урала /4, 34/. Из анализа этого соотношения следует, что альпинотипные гипербазиты, локализованные в древних структурах байкалит, представляют собой наиболее истощенное вещество верхней мантии. Гипербазиты в структурах салаирид отличаются более низкой степенью рестирования мантийного субстрата, а гипербазиты герцинит наиболее близки к составу вещества неистощенной верхней мантии.

Выделяемые петрохимические типы альпинотипных гипербазитов отражают этапы эволюции вещества верхней мантии в процессе его селективного плавления и пластической деформации рестита. Генерируемые в верхней мантии котектические базитовые расплавы привели к образованию на ранних этапах существенно габброидных, а на поздних – габбро-плагиогранитных серий пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций.

Петроструктуры изученных гипербазитов позволяют относить их к типичным тектонитам, которые сформировались в процессе пластического тече-

ния пород в твердом состоянии. Слагающие массивы дунит-гарцбургитовые комплексы представляют собой сложные деформационные системы, а устанавливаемая в дунитах и гарцбургитах идентичность петроструктурных узоров оли. ина и энстатита свидетельствует о генетической общности этих пород.

Типизация предпочтительных ориентировок деформированных оливинов привела к выявлению закономерностей петроструктурной эволюции, которая выражается в смене внутрикристаллического скольжения  $(010) /100/ \rightarrow \{OKL\} /100/ \rightarrow \{110\} /001/ \rightarrow (100) /001/$ , отражающей общую тенденцию термической эволюции вещества верхней мантии.

Деформация скольжением в направлении  $/100/$  осуществлялась в обстановке сдвиговых напряжений, фиксируемых связью  $N_g$  - максимума оливина с линейностью. Ориентировка оливина по форме зерен указывает на горизонтальное течение вещества, с которым связано образование субструктуры оливиновых индивидов. Локальное усиление деформации обусловлено механизмом суперпластического течения вдоль системы сбросообразования в оливине, что сопровождалось активизацией высокотемпературной системы скольжения  $(010) /100/$ .

Следующие этапы эволюции петроструктурных узоров оливина связаны с укорачиванием протозерен по  $/001/$  и их разрушением по системе  $(100)$  на субзерна. Деформация скольжением по  $\{110\} /001/$  и  $(100) /001/$  приводила к вытягиванию субзерен в направлении  $/001/$  и образованию вторичной линейности, фиксирующей субвертикальное течение вещества гипербазитов. Такая последовательность развития активных систем скольжения в оливине идентифицирует, в соответствии с экспериментальными данными, изменение условий деформации гипербазитов от мантийных к коровым при подъеме массивов в области консолидации.

Скольжение в оливине сопровождалось проявлением механизма синтетектонической рекристаллизации, который приобретал доминирующую роль на заключительных этапах тектонодеформационного цикла. Соотношение совместно действующих двух механизмов деформации - внутрикристаллического трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизации - устанавливается анализом предпочтительных ориентировок оливина совместно с энстатитом.

Петроструктуры деформированных и рекристаллизованных гипербазитов закономерно связаны с элементами их складчатых структур. Доказательства этой связи получены при петроструктурном изучении целого ряда складчатых структур различных порядков. Кинематическая интерпретация петроструктур свидетельствует об отсутствии связи между процессами деформации гипербазитов на ранних этапах и метаморфизмом вмещающих пород. Синметаморфические соотношения гипербазитов с породами обрамления фиксируются на заключительных этапах их петроструктурной эволюции, когда деформация оливина осуществлялась в режиме невращательного течения по  $(010)$  с образованием кристаллизационной сланцеватости, выявляемой в ультраметаморфитах.

Вывод о синметаморфическом течении гипербазитов подтверждается сопоставлением предпочтительных ориентировок оливина и энстатита с петроструктурными узорами кварца, биотита и кальцита во вмещающих массивы породах.

Петроструктурный анализ гипербазитов в зоне реакционного взаимодействия с габброидами показал, что кристаллизация клинопироксена в породах верлит-клинопироксенитовой ассоциации осуществлялась после образования тектонитов ранних фаз деформации. Возникшие на этой стадии узоры клинопироксена полностью унаследовали деформационную структуру протогранулярного оливина. В последующую стадию синметаморфического течения они были преобразованы и приведены в структурное соответствие с габброидами, что вызвало формирование габбро-гипербазитовых тектонитов.

Петроструктуры глубоководных перидотитовых ксенолитов в базальтах и кимберлитах образовались до попадания их в магматический расплав. Возникновение этих петроструктур связано с действием механизмов деформации, аналогичных установленным для ранних, собственно мантийных, этапов петроструктурной эволюции альпинотипных гипербазитов.

Термометаморфическое воздействие расплава на ксенолиты привело к преобразованию петроструктур мантийных тектонитов и созданию новых типов предпочтительной ориентировки /1/. Деформационные структуры и петроструктуры ксенолитов гранатовых лерцолитов в кимберлитах признаков термометаморфизма не обнаруживают и указывают на проявление более интенсивных деформаций вплоть до реализации механизма суперпластического течения.

Таким образом, полученные данные подтверждают известные представления о более глубоководных условиях формирования слоя гранатовых перидотитов в разрезе верхней мантии и согласуются с выводом о первичной неоднородности ее пластически деформированного субстрата.

Переходя к рассмотрению некоторых петрогенетических аспектов, связанных с изучаемой проблемой, следует отметить, что устанавливаемое широкое развитие высокотемпературной пластической деформации и складкообразования в изученных гипербазитах позволяет относить эти породы к типичным метаморфическим комплексам, а фиксируемая в них этапность развития деформационных структур отражает эволюцию вещества верхней мантии.

Составы пластически деформированных гипербазитов существенно отличаются от теоретических и реально существующих составов неистощенной (примитивной) верхней мантии (табл. 3). Выявляемые различия есть основание связывать с реститовой природой гипербазитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, возникших в результате частичного плавления неистощенной верхней мантии и генерации первичных магм. Реальность такого механизма образования базальтовых расплавов и сосуществующего с ними кристаллического рестита показана многочисленными экспериментами /20, 27, 29, 45 и др./.

Из полученных данных следует, что три изученных возрастных типа альпинотипных гипербазитов представляют собой статистически выраженные проявления различной степени истощения первичной мантии, закономерно растущей с увеличением их возраста. Наиболее деплетированным является вещество гипербазитов, слагающих массивы в структурах байкалид, а в массивах герцинид оно максимально приближено к составу примитивной мантии. Еще более близки к нему по химизму гипербазиты современной океанической коры.

Условия отделения мантийных легкоплавких расплавов от кристаллического рестита детально рассмотрены в монографии /2/, авторы которой отдают предпочтение механизму динамического частичного плавления вещества верхней мантии /42, 49/.

Один из кардинальных вопросов реститогенного происхождения альпинотипных гипербазитов – установление состава расплавов, сосуществующих с минералами кристаллического рестита вещества верхней мантии. По мнению ряда исследователей /14, 29, 45 и др./, состав возникающих выплавов существенно отличается от состава толеитовых базальтов и зависит не только от РТ-условий и флюидного режима, но и, как следует из новых данных И.Д. Рябчикова /28/, от состава примитивной и измененной мантии.

Расчеты субликвидусных фазовых равновесий в сухой примитивной мантии /28/ позволили определить поля устойчивости различных фазовых ассоциаций при плавлении примитивного мантийного лерцолита в зависимости от степени плавления и давления. Полученная на основании этих данных РТ-диаграмма для примитивного мантийного лерцолита дает возможность оценить условия генерации первичных мантийных магм различного состава. Так, вы-

Таблица 3. Оцененные составы верхней мантии и первичных магм по /28/ и составы альпинотипных гипербазитов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	45,47	46,83	46,77	47,88	48,49	42,04	43,49	42,27
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,33	0,36	0,64	0,85	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	7,14	7,12	13,77	13,50	0,61	0,89	0,84
FeO	7,88	10,55	10,20	9,48	9,06	7,89	8,33	9,05
MgO	38,58	28,48	28,33	15,86	15,42	45,69	45,39	46,09
CaO	3,52	6,39	6,54	10,18	10,57	0,23	0,61	0,55
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,02	0,64	2,08	1,93	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,06	0,12	0,18	-	-	-
m	0,90	0,83	0,83	0,75	0,75	0,91	0,91	0,90

Примечание. FeO – пересчитанное общее количество окислов железа  $m = Mg / (Mg + Fe)$ . 1 – состав примитивной мантии /40/; 2 – средний состав перидотитовых коматиитов со структурой "спинифекс" из Кенозерско-Сумозерского зеленокаменного пояса, Юго-Восточная Карелия /17/; 3 – рассчитанный состав жидкой фазы, получающийся в ходе частичного плавления состава 1 при 35 кбар и степени плавления 52 %; 4 – первичная магма абиссальных толеитов /39/; 5 – рассчитанный состав 17%-ной выплавки из валового состава 1 для давления 21 кбар; 6–8 – средний состав гипербазитов: 6 – байкалит (n = 84), 7 – салаирид (n = 150), 8 – герциниид (n = 22).

плавление магм, близких по составу к толеитовым, возможно при давлениях 20 кбар и степени плавления около 20 %. В этом случае остаточные кристаллические фазы соответствуют составу лерцолита /28/. С уменьшением степени плавления до 16 % реститовая минеральная ассоциация представлена гарцбургитом с небольшой примесью клинопироксена, т.е. соответствует рассматриваемой в настоящей работе.

Таким образом, полученные И.Д. Рябчиковым расчетные данные показывают, что сходные по составу расплавы могут быть получены как из первичного, так и из частично истощенного мантийного субстрата, что подтверждает выводы ряда исследователей о неоднородности состава верхней мантии /3, 14, 16, 19, 33 и др./.

Индикатором составов первичных магм, генерируемых при частичном плавлении верхней мантии, является отношение Al/Ca, вариации которого отражают различия глубин магмообразования, степень плавления субстрата, а также степень его обеднения легкоплавкими компонентами /28/.

С этой точки зрения интересно рассмотреть вариации Al/Ca для габброидов, ассоциирующих с изученными гипербазитами. Значения Al/Ca колеблются в них в широких пределах – от 0,8 до 4,0, закономерно увеличиваясь от ранних возрастных ассоциаций к более поздним. Аналогичная тенденция отмечается также для габброидов, ассоциирующих с гипербазитами в составе офиолитовых комплексов мира /16/.

Выявляемую направленность эволюции состава габброидов, связанных с

альпинотипными гипербазитами, можно представить как следствие порционного фракционирования выплавов в результате их удаления из вещества верхней мантии дискретными порциями при достаточно продвинутом плавлении /2/. Геологические наблюдения и котектическая природа таких выплавов подтверждают сделанное предположение.

Фиксируемые для габброидов тренды значений  $Al/Ca$  хорошо согласуются с расчетными параметрами этого показателя для состава расплавов, генерируемых в диапазоне давлений 35–50 кбар /28/, указывая тем самым на индикаторную роль  $Al/Ca$  как показателя глубинности мантийных магм.

Таким образом, развитие процесса частичного плавления вещества верхней мантии предполагает последовательный подъем фронта магмообразования вплоть до уровней субкислого слоя коры /2/. Такое предположение вполне допустимо и подтверждается тесной связью с альпинотипными гипербазитами пород контрастной габбро–плагиогранитной серии, характерной для офиолитовых ассоциаций островодужного типа /5, 6/.

В ходе геологической истории Земли наблюдается тенденция уменьшения степени деплетирования мантийного вещества, что, вероятно, обусловлено возрастанием скорости подъема мантийного диапира в связи с общим ослаблением темпов падения силы тяжести в процессе последовательно проявившихся байкальского, каледонского, герцинского и других циклов диастрофизма вплоть до образования океанов /18/.

Движение деплетированного мантийного вещества из подкорových глубин на уровне земной коры, осуществлявшееся во вторую стадию тектонодеформационного цикла, сопровождалось комплексом ретроградных преобразований пластически деформированного рестита. На уровнях консолидации в земной коре твердопластичные блоки мантийного рестита "настигались" базитовыми расплавами, давая начало формированию габбро–гипербазитовых массивов. Синкинематические соотношения габброидов с гипербазитами выявляются при микроструктурном исследовании пород в зонах их реакционного взаимодействия и выражены в унаследовании новообразованными клинопироксенитами деформационной системы мантийных тектонитов.

Сформировавшиеся, таким образом, габбро–гипербазитовые массивы на заключительных этапах эволюционного цикла подвергались синметаморфической деформации, что подтверждается общностью их структур течения со структурами вмещающих метаморфических комплексов.

#### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Гончаренко А.И. Деформационные структуры и термометаморфизм ультрабазитов глубинных включений // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 70–77.
2. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенезис вулканических формаций. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1983. – 166 с.
3. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1979. – 264 с.
4. Габбро– и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массива на Южном Урале / Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкирев Е.В. и др. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. – 74 с.
5. Гончаренко А.И. Петрология и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов: Автореф. дис. ... докт. геол.–мин. наук. – Томск, 1985. – 32 с.

6. Гончаренко А.И. Петрохимические типы гипербазитов и габбро офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск, 1985. – С. 49–57.
7. Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. – 1976. – № 12. – С. 75–86.
8. Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Сибири // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 235, № 2. – С. 431–434.
9. Гончаренко А.И., Баранов М.А., Сибилев А.К. Внутренняя структура и деформация гипербазитов в офиолитах Иджимского массива (Западный Саян) // Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. – Томск, 1979. – С. 184–208.
10. Гончаренко А.И., Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Исследование пластически деформированных оливинов методом ИК-спектроскопии // Физические методы анализа минералов и горных пород. – Сыктывкар, 1987. – С. 30–32. (Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 60).
11. Гончаренко А.И., Симонов В.А. Флюидные включения в пластически деформированных оливинах альпинотипных гипербазитов // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 276, № 1. – С. 228–231.
12. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформация и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика. – 1980. – № 10. – С. 61–71.
13. Гончаренко А.И., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Исследование пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов методом ЭПР // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 265, № 6. – С. 1480–1486.
14. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. – 200 с.
15. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. – М.: Недра, 1974. – 328 с.
16. Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 279 с.
17. Куликова В.В., Куликов В.С. Новые данные по архейским перидотитовым коматитам Восточной Карелии // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 259. – С. 693–697.
18. Лишнецкий Э.Н. Эволюция гравитационного поля расширяющейся Земли и некоторые проблемы геологии докембрия // Проблемы расширения и пульсации Земли. – М., 1984. – С. 39–45.
19. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1974. – 304 с.
20. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979. – 123 с.
21. Макеев А.В., Агафонов Л.В., Гончаренко А.И. Связь химического состава и физических свойств хромшпинелидов альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. – 1984. – № 2. – С. 132–137.
22. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983. – 207 с.
23. Меляховецкий А.А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 134 с.
24. Миллер Ю.В. Тектонометаморфические циклы. – Л.: Наука. Ленингр. отделение, 1982. – 160 с.
25. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.С., Чернышов А.И. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. – 105 с.
26. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и “пироксеновые геотермы” // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 233, № 6. – С. 1196–1200.

27. Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 684 с.
28. Рябчиков И.Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. - М.: Наука, 1984. - Т. 9: Петрология. - С. 184-191.
29. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилоян Г.О., Бабанский А.Д. Первичные магмы серий океанических толеитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № 8. - С. 5-20.
30. Савельев А.А., Савельева Г.П. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1977. - № 6. - С. 46-60.
31. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. - М., 1983. - 51 с.
32. Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1979. - № 2. - С. 47-65.
33. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 264 с.
34. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Царицын Е.П. Закономерности химического и минерального состава альпинотипных ультрабазитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 266, № 5. - С. 1251-1254.
35. Шербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. - 1981. - 1981. - № 4. - С. 44-56.
36. Carter N.L. State flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Physics. - 1976. - Vol. 14, N 3. - P. 301-360.
37. Goetze C. Sheared lherzolites: from the view of rock mechanics // Geology. - 1975. - Vol. 3. - P. 172-173.
38. Irvine T.N. Rocks whose composition is determined by crystal accumulation and sorting // The evolution of igneous rocks (fiftieth anniversary perspectives). - Princeton: Univ. press, 1979. - P. 245-306.
39. Irvine T.N., Findlay T.C. Alpine peridotite with particular reference to the Bay of Islands Complex // Ancient Ocean Lithosphere. - Canada, 1972. - Vol. 43. - P. 97-126.
40. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitiv ultramafic nodules // Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. - 1979. - Vol. 10. - P. 2031-2050.
41. Kohlsteadt D.L., Goetze C., Durham W.B., Van der Sande L. New Technique for decorating dislocations in olivine // Science. - 1976. - N 4. - P. 1045-1046.
42. Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E. et al. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // Earth and Planet. Sci. Let. - 1977. - Vol. 36, N 2. - P. 133-156.
43. Loney P., Himmelberg G. Structur of the Vulkan Peak alpinotype peridotite, South-Western Oregon // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1977. - Vol. 87, N 2. - P. 259-274.
44. Mercier J.C., Anderson D.A., Carter N.L. Stress in the lithosphere: interences from steady states flow of rocks // Pure Appl. Geophys. - 1977. - Vol. 115. - P. 119-226.

45. Mysen B.O., Kushiro J. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // Amer. Miner. - 1977. - Vol. 62. - P. 843-865.
46. Nicolas A. Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites // Phil. Trans. R. Soc. Lond. - 1978. - Vol. 288. - P. 49-57.
47. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - New York: Wiley-Interscience, 1976. - 444 p.
48. Post R.L. High temperature of Mt Burnet dunite // Tectonophysics. - 1977. - Vol. 42. - P. 75-110.
49. Wood D.A. Dynamic partial melting: its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faroe Islands the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus) // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1979. - Vol. 43. - P. 1031-1046.

А.Э. Изох, Г.В. Поляков,  
А.П. Кривенко, В.И. Богнибов

ПРОИСХОЖДЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОИДНЫХ  
ИНТРУЗИВАХ МОНГОЛИИ

В сложных ультрамафит-мафитовых массивах ультраосновные породы рассматриваются в качестве кумулятов оливина, кристаллизующегося из базальтоидных расплавов. В то же время существует точка зрения, согласно которой вся гамма пород в интрузивах такого строения образуется в результате взаимодействия базитовых расплавов с альпинотипными гипербазитами /2, 8, 9, 10/. Эта модель основана на наблюдениях рвущих взаимоотношений между ультрамафитами и габбро. Не оспаривая возможность взаимодействия габброидов с альпинотипными гипербазитами, что устанавливается в ряде случаев в офиолитовых ассоциациях, нельзя объяснить с позиции такой модели образование ультраосновных пород в ультрамафит-мафитовых ассоциациях, представленных типичными расслоенными массивами. Цель настоящей статьи на примере раннеорогенной перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Монголии показать, что фактический материал, а также модельные расчеты не противоречат кумулятивной природе ультраосновных пород в этой ассоциации. Наблюдаемые в этих массивах интрузивные соотношения ультрамафитов и габбро связаны с неодновременностью заполнения интрузивной камеры.

Перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы раннепалеозойского возраста широко распространены в структурах южного складчатого обрамления Сибирской платформы, где они включаются в состав усинского, лысогорского, нижнедербинского и мажалькского комплексов, предшествующих существенно гранитоидным ассоциациям /11/. В Монголии такие интрузивы распространены значительно шире. Они объединены в хиргиснурский и тамирский комплексы /12/.

Массивы хиргиснурского комплекса приурочены к Озерной эвгеосинклинальной зоне ранних каледонид. Установлено ареальное их распространение без четкой приуроченности к региональным тектоническим зонам или офиоли-

товым поясам, но с почти постоянной совмещенностью с ареалами развития раннепалеозойских гранитоидов тохтогеншильского комплекса (рис. 1).

Интрузивы тамирского комплекса, развитые в Хангайском нагорье, приурочены к узким линейным зонам, разделяющим докембрийские выступы. Сами массивы этого комплекса располагаются в жестких докембрийских блоках, причем ареалы их распространения совпадают с площадью развития раннепалеозойских гранитоидов тэлминского комплекса.

В последнее время установлено широкое распространение перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузивов в фундаменте Орхон-Селенгинского позднепалеозойско-раннемезозойского прогиба, а также в Хэнтэйском поднятии, где они также ассоциируют с раннепалеозойскими гранитоидами. Распространение массивов рассматриваемого формационного типа не совпадает с раннепалеозойскими офиолитовыми зонами, к которым приурочены выходы альпинотипных гипербазитов, поэтому пространственное совмещение габброидов с этими гипербазитами не является закономерным и наблюдается крайне редко (см. рис. 1).

Из многочисленных примеров перидотит-пироксенит-габброноритовых интрузивов Алтае-Саянской складчатой области и Монголии только массив горы Ават-Обо совмещен с альпинотипными гипербазитами керуленской офиолитовой зоны Восточной Монголии. В этом массиве наряду с кумулятивными троктолитами и плагиоперидотитами описываются ксеногенные блоки серпентинитов, сложенные преимущественно антигоритом с подчиненным ему лизардитом /1/. В контакте гипербазитов и габброидов описываются реакционные троктолиты и плагиоперидотиты. В то же время близость состава ультрамафитов из этих блоков и оливина из габброидов, а также их высокая железистость и глиноземистость позволяют усомниться в том, что это ксенолиты альпинотипных гипербазитов, которые расположены на удалении от массива горы Ават-Обо /1/. Таким образом, даже если считать, что в этом массиве мы имеем ксенолиты альпинотипных гипербазитов, для всей рассматриваемой ассоциации их участие при образовании плагиоперидотитов маловероятно.

Перидотит-пироксенит-габброноритовые интрузивы в первичном залегании представляют собой лополито-, воронко- или желобообразные тела. Наиболее хорошо сохранившиеся массивы имеют классическое концентрически-зональное внутреннее строение с элементами первично-магматической слоенности, микро- и макроритмичности. В строении массивов выделяются расслоенная серия, краевая и закалочная фации. Ультраосновные породы устанавливаются во всех интрузивах, хотя количественные их соотношения с габброидами сильно варьируют, что определяется составом родоначального расплава и уровнем эрозионного среза (табл. 1). Ни в одном случае ультраосновные породы не встречены за пределами контура интрузива, как это имеет место в полигенных интрузивах, например, в Наранском плутоне /7/.

Ультраосновные породы в расслоенных массивах образуют протяженные линзы и горизонты, переслаивающиеся с троктолитами, оливковыми габбро и анортозитами. Максимальная концентрация ультрамафитов устанавливается в придонных частях интрузивов, что хорошо видно в массивах с ненарушенным внутренним строением: Центральном, Баянцаганском, Орцогулинском и др. Геологические схемы этих и других интрузивов ранее опубликованы /5, 11, 12, 13/. Приуроченность ультраосновных пород к нижним частям расслоенной серии в целом и отдельных ритмов видна на приведенных разрезах (рис. 2).

В Центральном массиве ультрамафиты образуют подковообразное тело в придонной части, которое составляет до 20 % видимой мощности разреза. Вмещающие породы и ультрамафиты разделены закалочной зоной, представленной меланократовыми оливковыми габброноритами. В Баянцаганском инт-

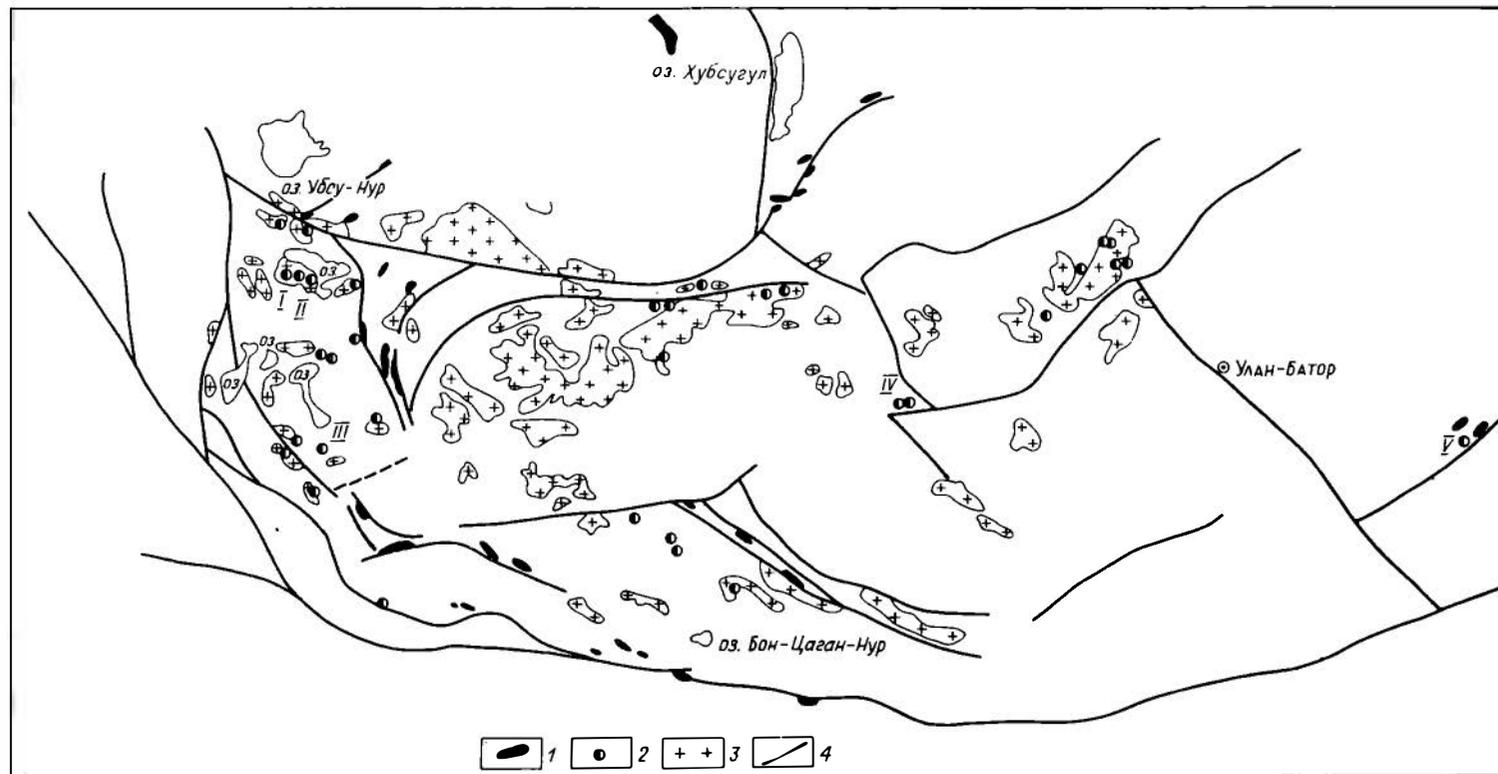


Рис. 1. Схема размещения альпийских гипербазитов и перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов в Монголии.  
 1 - альпийские гипербазиты; 2 - массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (I - Центральный, II - Уланулинский, III - Баянцаганский IV - Орхогулинский, V - гора Ават-Обо); 3 - раннепалеозойские гранитоиды диорит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой формации; 4 - важнейшие разломы.

Таблица 1. Распространенность петрографических групп в расслоенных сериях хиргиснурского и тамирского комплексов, %

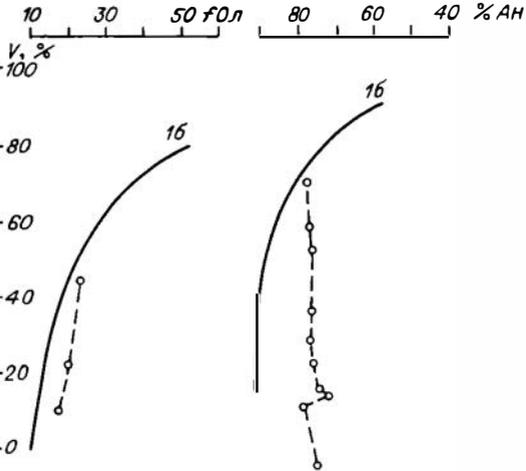
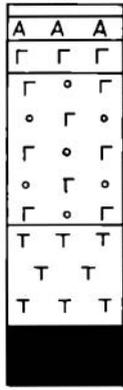
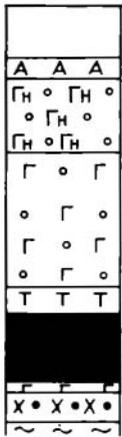
Массив	1	2	3	4
Замынский	3	77	17	3
Центральный	4	56	20*	20*
Уланулинский	18	65	5*	12*
Харачулу	3	66	31	—
Дзабханский	—	67	30*	3
Сархайрханский	15	70	—	15
Хайрханский	18	60	28	4
Баянцаганский	3(5)	80(55)	11(25)	6(15)
Общее по хиргиснурскому комплексу	7	60	20	7
Орцогулинский	3	60	15	22*
Дуланулинский	3	60	17*	20*
Харатологойский	20	50	15	15
Сангийдалайнурский	10	70	—	20
Олонхудукский	12	70	18	—
Общее по тамирскому комплексу	7	65	13	15
Общее по перидотит–пироксенит–габброноритовой формации	8	65	18	9

Примечание. Петрографические группы: 1 – анортозитовая, 2 – мафитовая, 3 – субультрамафитовая, 4 – ультрамафитовая. Распространенность рассчитана по данным петрохимического опробования. Звездочкой отмечены переопробованные разности. Для Баянцаганского массива в скобках указаны соотношения групп пород по разрезу с учетом мощностей.

рузиве наиболее мощный горизонт плагиоверлитов и меланотроктолитов приурочен к нижней части расслоенной серии. В нижней части разреза ультрамафиты и субультрамафиты составляют до 40 % объема расслоенной серии, тогда как в верхней их доля не превышает 10 % (см. рис. 2, Б). От вмещающих пород ультрамафиты отделены породами закалочной и краевой фаций. В небольших интрузивах (Центральный) они располагаются сразу после оливиновых габброноритов закалочной фации. В более крупных интрузивах ультрамафиты подстилаются габброноритами и амфиболовыми габброноритами краевой фации. В зоне перехода устанавливается широкая гамма пород от плагиолерцолитов, вебстеритов до меланократовых оливиновых габброноритов и габброноритов. Эти породы возникают при взаимодействии раннего оливина с расплавом краевой фации, обогащенным кремнеземом и щелочами /5/.

В некоторых интрузивах ультраосновные породы встречаются в виде небольших изометричных блоков. Например, в Уланулинском массиве плагиоверлиты образуют два участка среди лейкократовых оливиновых габброноритов в верхней части расслоенной серии (рис. 3). Контакты ультрамафитов с габброноритами резкие, но без признаков взаимодействия. Внутри блоков плагиоверлитов наблюдается неоднородность, обусловленная линзами оливиновых габбро и анортозитов, что характерно и для согласных горизонтов плагиоперидотитов. Ориентировка расслоенности в ультрамафитах не совпадает с трахитоидностью во вмещающих габброидах (см. рис. 3). Блоки плагиоперидоти-

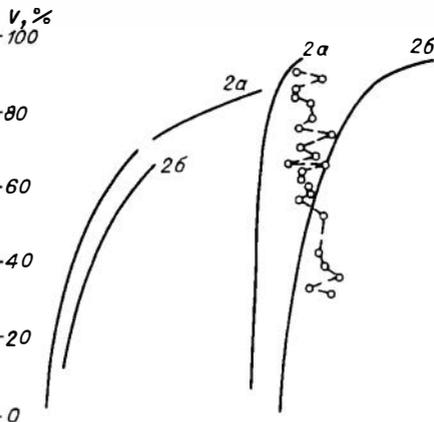
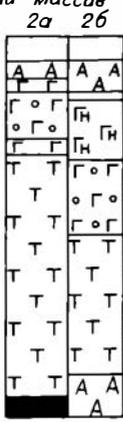
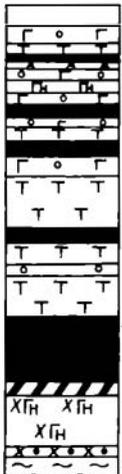
А Центральный массив Б 16 10 30 50 fOл 80 60 40 % АН



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13

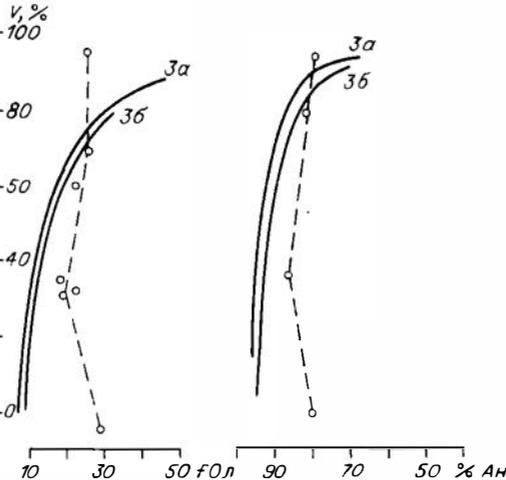
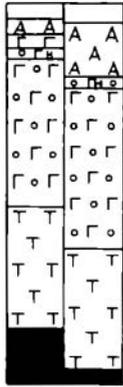
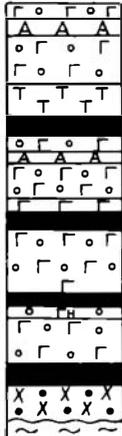
Баянцаганский массив

2а 2б



Орцогоулинский массив

3а 3б



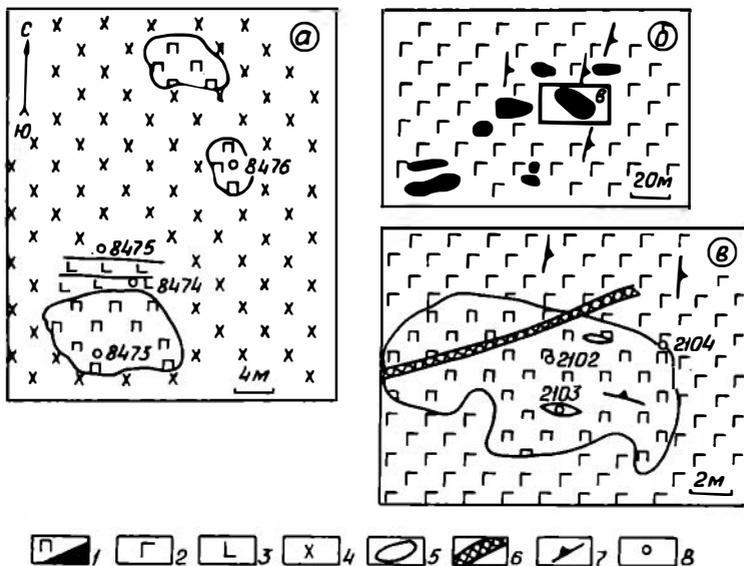


Рис. 3. Блоки плагиоперидотитов и меланотроктолитов в габброидах Уланулинского массива.

1 - плагиоперидотиты и меланотроктолиты; 2 - оливиновые габбронориты; 3 - габбро; 4 - амфиболовые габбронориты; 5 - линзы анортозитов и лейкократовых габбро; 6 - дайки мелкозернистых габбро; 7 - элементы залегания трахитоидности и расслоенности; 8 - места отбора образцов.

тов в Уланулинском массиве, вероятно, представляют собой ксенолиты ранних кумулятов, вынесенных в апикальную часть интрузива.

По особенностям структуры и состава ультрамафиты из этих блоков аналогичны гипербазитам из других интрузивов хиргиснурского и тамирского комплексов (табл. 2). Наиболее часто встречаются в них плагиоверлиты и меланократовые троктолиты. Им подчинены плагиоерцолиты. Для всех пород характерен резкий идиоморфизм оливина, который часто содержит мелкие включения хромшпинели. Кристаллы оливина имеют размеры от 0,1 до 3 мм. По составу оливин из плагиоперидотитов рассматриваемой ассоциации резко от-

Рис. 2. Геологические разрезы массивов перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов (А), модельные расчеты смены парагенезисов и их объемные соотношения (Б), выполненные для составов, приведенных в табл. 3, с использованием программы "Кристаллизация" /16/ и изменчивость составов оливина и плагиоклаза. V - процент раскристаллизации.

1 - вмещающие породы; 2 - закалочная фация; 3, 4 - краевая фация: 3 - оливиновые габбронориты, 4 - габбронориты; 5 - плагиоперидотиты (оливин); 6 - троктолиты (оливин + плагиоклаз); 7 - оливиновые габбро (оливин+плагиоклаз+клинопироксен); 8 - оливиновые габбронориты (оливин+плагиоклаз+клино- и ортопироксены); 9 - габбро (плагиоклаз+клинопироксен); 10 - габбронориты (плагиоклаз+клино- и ортопироксены); 11 - анортозиты (плагиоклаз); 12 - тренды изменчивости составов оливина и плагиоклаза по расчетным данным для составов, приведенных в табл. 3; 13 - то же в реальных разрезах.

Таблица 2. Состав ультраосновных пород и оливинов из перидотит-пироксенит-

Компонент	1988	2028	8433	8434	8430	2036
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41,97	41,35	40,13	39,81	39,36	39,09
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,19	0,16	0,10	0,21	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,85	10,31	9,32	10,84	7,30	7,04
FeO	8,75	10,05	13,49	11,86	12,89	13,60
MnO	0,12	0,15	0,13	0,18	0,16	0,20
MgO	18,67	22,21	24,56	25,11	27,22	28,97
CaO	8,40	8,02	6,12	5,70	5,12	4,13
Na <sub>2</sub> O	1,08	0,59	0,54	0,59	0,43	0,54
K <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,06	0,14	0,07	0,06
П. п. п.	3,26	6,64	5,15	4,68	6,98	5,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04
Сумма...	99,46	99,65	99,69	99,06	99,78	99,62
Ni, г/т	535	460	520	510	700	770

Окончание табл. 2

Компонент	7999	П5377а	8077	П5382а	7991	П5382в
	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	41,57	41,10	36,23	38,70	37,60	36,35
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,15	0,10	0,13	0,11	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	7,42	6,75	6,09	3,88	3,95
FeO	10,00	12,20	11,26	10,93	11,82	12,35
MnO	0,15	0,18	0,25	0,16	0,17	0,17
MgO	22,16	25,92	28,46	30,75	30,80	33,30
CaO	8,54	7,63	5,26	4,89	4,56	1,96
Na <sub>2</sub> O	0,38	0,27	0,08	0,20	0,06	0,07
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,04
П. п. п.	3,97	4,73	10,15	7,12	9,61	10,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04
Сумма...	99,44	99,69	98,59	99,03	98,65	99,07
Ni, г/т	190		700	421		

Примечание. Массивы: 1-10 - Центральный, 11-22 - Ордогулинский, ИГиГ СО АН СССР, аналитики Э.С. Гулещкая, Е.В. Коковкина, анализы оливинов

## габброноритовых массивов Монголии, мас. %

1985	1962	1984	1984	П5379а	П5380	П5378б	8000
7	8	9	10	11	12	13	14
38,55	38,15	39,15	41,08	44,80	42,52	44,70	39,65
0,14	0,09	0,21	-	0,15	0,21	0,20	0,10
7,55	5,81	5,10	-	16,68	13,63	10,02	12,20
12,74	14,52	13,71	16,93	5,72	7,87	8,74	9,42
0,18	0,21	0,21	0,29	0,10	0,13	0,15	0,16
30,01	31,54	32,09	41,69	14,73	17,46	19,94	22,01
4,20	2,86	3,57	-	15,02	12,81	12,65	8,00
0,43	0,43	0,43	-	0,43	0,43	0,38	0,27
0,05	0,03	0,04	-	0,04	0,05	0,05	0,04
5,98	6,51	4,79	-	1,68	4,35	2,38	7,08
0,04	0,03	0,06	-	0,03	0,06	0,04	0,03
99,87	100,18	99,58	99,99	99,38	99,52	99,25	99,96
855	890	920	1100-1500	88			410

8074	7991	И2102	И2105	8476	8473	И2102
21	22	23	24	25	26	27
36,40	40,71	38,5	37,6	43,0	43,5	36,31
0,10	-	0,15	0,12	0,95	0,57	-
2,44	-	7,10	6,20	12,0	12,6	-
13,39	16,09	16,11	15,21	14,1	14,23	26,09
0,16	0,29	0,24	0,24	0,23	0,25	0,78
33,65	42,88	25,71	27,28	18,30	17,48	35,98
0,35	-	5,03	4,18	6,60	6,87	-
0,05	-	0,52	0,40	1,67	1,67	-
0,02	-	0,05	0,05	0,10	0,09	-
11,80	-	5,52	7,84	2,80	2,36	-
0,03	-	0,02	0,03	0,04	0,08	-
98,39	99,97	98,95	99,15	99,79	99,70	99,16
930	1000					1400

23-27 - Уланулинский. Анализы пород выполнены в химической лаборатории выполнены на микрозонде "САМЕВАХ", аналитик О.Н. Майорова.

личается от оливинов из альпинотипных гипербазитов. Железистость оливинов в плагиоперидотитах варьирует от 16 до 30 % в зависимости от железистости родоначальных расплавов. В альпинотипных гипербазитах она не превышает 15 %, причем в оливинах устанавливаются более высокие содержания Ni и более низкие содержания Mn /3, 10/.

Интеркумуляусный парагенезис в плагиоверлитах представлен клинопироксеном ( $f = 15-17\%$ ), ортопироксеном ( $f = 17-28\%$ ) и незональным основным плагиоклазом (70-85 % An), причем основность интеркумуляусного плагиоклаза в перидотитах ниже, чем в расположенных выше по разрезу троктолитов и оливиновых габбро, что, как показали детальные исследования в Довыренском массиве, связано с порядком кристаллизации минералов /6/. В подчиненном количестве присутствует буро-зеленый амфибол, развивающийся по клинопироксену. Акцессорные минералы представлены хромистой и зеленой шпинелью и магнетитом. Вторичные изменения, как правило, незначительны и выражаются в серпентинизации, актинолитизации и серицитизации.

Для интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации характерна ритмичная расслоенность, обусловленная постоянной перемежаемостью различных по меланократовости плагиоперидотитов, троктолитов, оливиновых габбро, габброноритов и анортозитов, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Отдельные ритмы, как и интрузивы в целом, имеют асимметричное строение, что согласуется с кумулятивной природой пород расслоенной серии. В ритмах всегда устанавливается последовательность кумулятов, отражающая понижение температуры кристаллизации расплава. Для большинства интрузивов характерна такая последовательность кумулульных парагенезисов: оливин + шпинель, оливин + плагиоклаз; оливин + плагиоклаз + клинопироксен, оливин + плагиоклаз + клино- + ортопироксены, плагиоклаз + пироксены, плагиоклаз. Кроме того, анортозиты возникают в результате аккумуляции плагиоклаза на более ранних этапах кристаллизации. В нижних частях разрезов преобладают двух- и трехчленные ритмы, основание которых слагают плагиоверлиты или плагиолецролиты, имеющие оливин-шпинелевый кумулульный парагенезис. Они сменяются троктолитами и оливиновыми габбро (см. рис. 2). В верхних частях разрезов преобладают трех- и четырехчленные ритмы, в которых в качестве завершающих пород участвуют безоливиновые габбронориты и анортозиты.

По особенностям строения, составу пород и смене кумулульных парагенезисов раннепалеозойские массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации аналогичны протерозойской дунит-троктолит-габбровой формации Забайкалья, для которой также доказана кумулятивная природа ультраосновных пород /6, 14, 15/. О происхождении всех пород расслоенной серии из единого родоначального расплава свидетельствует близость составов закалочных фаций и среднезвешенных составов расслоенных серий рассматриваемых интрузивов. Краевые и закалочные фации во всех случаях несколько обогащены кремнеземом и щелочами, что присуще большинству дифференцированных интрузивов. Расчеты последовательности кристаллизации, выполненные с использованием программы "Кристаллизация", показывают, что для всех средних составов расслоенных серий и для большинства закалочных фаций (табл. 3) ранней ликвидусной фазой является оливин, что позволяет считать его гравитационное осаждение реальным процессом.

С модельными расчетами хорошо согласуется наблюдаемая последовательность кумулульных парагенезисов в расслоенных сериях, в частности появление анортозитов, лейкогаббро и габброноритов в верхних частях разрезов (см. рис. 2). При рассмотрении изменчивости составов минералов обнаруживается слабая скрытая расслоенность, которая проявляется только на заключительных стадиях кристаллизации. Это согласуется со слабой в целом из-

Таблица 3. Средневзвешенные составы расслоенных серий и краевых фаций перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов Монголии, мас. %

Компонент	1		2		3	
	а	б	а	б	а	б
SiO <sub>2</sub>	45,3	47,2	41,7	46,2	45,7	46,2
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,33	0,41	0,80	0,17	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,3	15,6	19,0	19,1	16,6	19,7
FeO	8,6	6,5	11,6	11,0	7,2	6,6
MgO	18,8	13,3	11,8	7,4	16,5	11,1
CaO	11,3	15,7	12,9	12,1	13,2	15,0
Na <sub>2</sub> O	0,88	0,90	0,80	1,70	0,50	0,70
K <sub>2</sub> O	0,09	0,08	0,09	0,15	0,05	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,20	0,19	0,05	0,05
T, °С	1380	1315	1288	1254	1339	1275
Ликвидусная фаза	Ол	Ол	Ол	Пл	Ол	Ол

Примечание. Массивы: 1 – Центральный, 2 – Баянцаганский, 3 – Орцогулинский (а – средневзвешенный состав расслоенной серии, б – краевая фация). Температура начала кристаллизации (Т) и ликвидусная фаза (Ол – оливин, Пл – плагиоклаз) рассчитаны по программе "Кристаллизация".

менчивостью составов породообразующих минералов в рассматриваемых интрузивах. Некоторые расхождения с моделью обусловлены, очевидно, особенностью реальных процессов фракционирования, отличных от идеализированных, на что указывают отсутствие зональных кристаллов оливина и плагиоклаза, широкое развитие интеркумуляусного парагенезиса и более высокая по сравнению с расчетной железистость ранних оливинов.

Анализ вариационных диаграмм для расслоенных серий рассматриваемых интрузивов свидетельствует об образовании их в результате фракционирования главным образом оливина и плагиоклаза [12]. Этот процесс обуславливает сильные положительные корреляции MgO, FeO и MnO, которые, с другой стороны, отрицательно коррелируются с SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O. На рис. 4 представлены вариационные диаграммы для обогащенных оливином пород Центрального и Орцогулинского массивов (см. табл. 2). Эти графики наглядно показывают возможность их образования за счет фракционирования оливина. Особенно хорошее совпадение получено для ультрамафитов Центрального массива, в котором отсутствует ритмичная расслоенность (см. рис. 4, А). В ритмично расслоенных массивах эти закономерности также проявляются, но не столь отчетливо (см. рис. 4, Б). Это, очевидно, обусловлено изменчивостью состава как фракционирующего оливина, так и остаточного расплава. Распределение никеля в плагиоперидотитах также подчиняется модели фракционирования оливина.

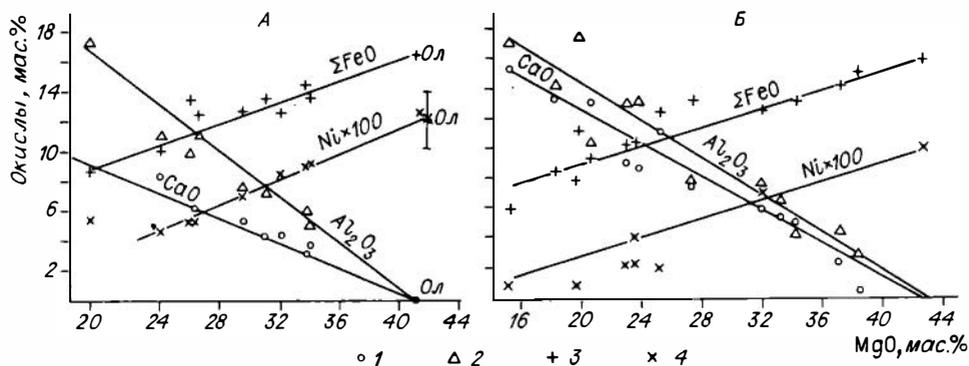


Рис. 4. Вариационные диаграммы для ультрамафитов и субультрамафитов Центрального (А) и Орзугулинского (Б) массивов. Построены по данным табл. 2.

1 - CaO; 2 - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 3 - ΣFeO; 4 - Ni (γ/т).

В изученных массивах устанавливается дискретность в распределении составов пород расслоенных серий. Выделяются ультрамафитовая (перидотитовая), субультрамафитовая (меланотроктолитовая), мафитовая (габбровая) и анортозитовая группы пород /13/. Обособляющиеся группы пород увязываются с последовательностью смены минеральных котектик в направлении понижения температур кристаллизации расплава. Эта особенность показана также для Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива /15/.

Таким образом, геологические, минералогические и геохимические данные, а также модельные расчеты свидетельствуют о кумулятивной природе пород расслоенных серий перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов Монголии, в том числе и ультраосновных пород. В то же время в рамках этой модели нельзя объяснить ритмичную расслоенность, особенно микроритмичность, а также наблюдающиеся в сложно дифференцированных ультрамафит-мафитовых

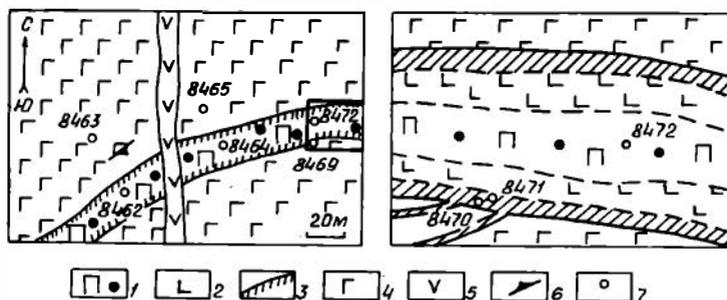


Рис. 5. Дайка пикродолерита в Уланулинском массиве.

1 - пикродолерит; 2 - долерит; 3 - закалочная зона; 4 - габбронориты; 5 - дайка долерита; 6 - элементы залегания трахитоидности; 7 - места отбора образцов.

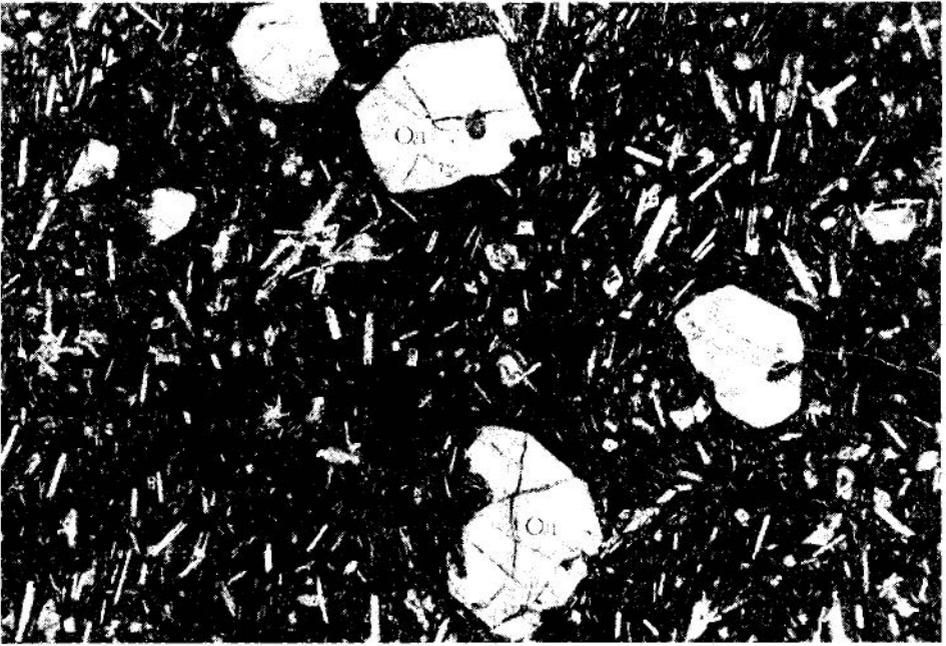


Рис. 6. Зона закалки пикродолеритовой дайки в Уланулинском массиве (обр. 8471). Ол - оливин.

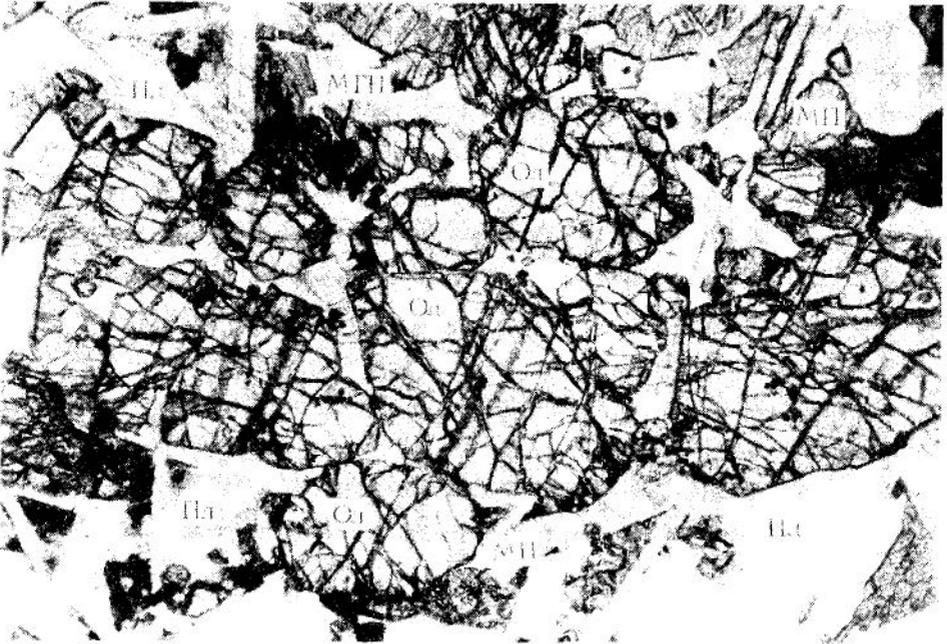


Рис. 7. Пикродолерит из центральной части дайки (обр. 8472). МГН - магнетит, Ол - оливин, Пл - плагиоклаз, МП - клинопироксен.

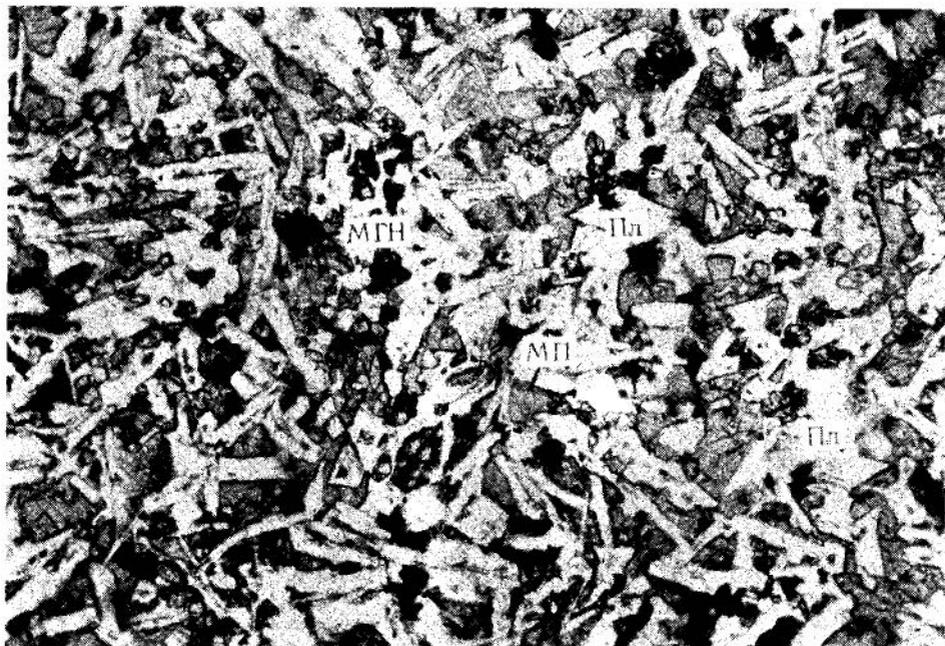


Рис. 8. Долерит, лишенный вкрапленников оливина. Пл – плагиоклаз, МП – клинопироксен, МГН – магнетит.

массивах блоки и ксенолиты плагиоперидотитов в габбро. Противоречия снимаются, если допустить в этих случаях многоактность заполнения интрузивных камер.

Интересные геологические данные, касающиеся проблемы происхождения ультраосновных пород и неоднократного поступления базитового расплава в интрузивную камеру, получены нами в Уланулинском массиве хиргисурского комплекса в Западной Монголии /11/. В этом слабо вскрытом эрози-

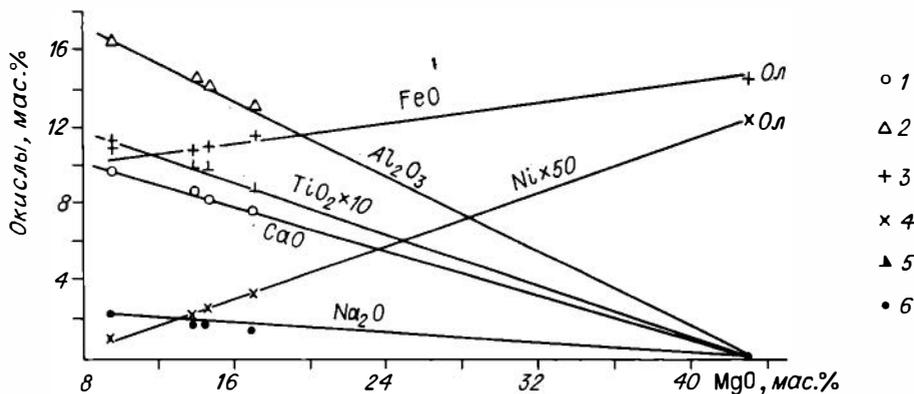


Рис. 9. Вариационная диаграмма для пород пикродолеритовой дайки Уланулинского массива.

1 - CaO; 2 - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 3 - ΣFeO; 4 - Ni (г/т); 5 - TiO<sub>2</sub>; 6 - Na<sub>2</sub>O.

Таблица 4. Состав пород и оливина из дайки пикродолерита из Уланулинского массива

Компонент	8471	8462	8472	8464	8464
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	47,49	44,58	45,70	45,35	40,85
TiO <sub>2</sub>	1,13	0,88	1,00	1,00	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,31	13,08	14,55	14,14	—
FeO	10,52	10,10	10,40	10,53	14,71
MnO	0,17	0,16	0,22	0,19	0,20
MgO	9,60	17,00	13,68	14,51	42,92
CaO	9,93	7,67	8,65	8,23	—
Na <sub>2</sub> O	2,37	1,56	2,05	1,73	—
K <sub>2</sub> O	0,11	0,06	0,10	0,06	—
П. п. п.	1,88	4,32	3,00	3,86	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,07	0,09	0,08	—
Сумма...	99,61	99,41	99,44	99,68	98,68
Cu	94	75	100	84	—
Ni	210	660	440	510	2500
Co	46	56	49	51	—
Cr	33	790	518	660	—

Примечание. 1 – зона закалки, 2–4 – центральная часть, 5 – оливин. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитики Э.С. Гулецкая, Е.В. Коковкина. Окислы и П. п. п. в мас. %, элементы – в г/т.

ей интрузиве, вблизи одной из групп блоков плагиоперидотитов, встречена небольшая дифференцированная дайка оливинового долерита (рис. 5). Зона закалки этой дайки сложена оливиновыми долеритами с крупными порфировыми выделениями оливина ( $f = 16\%$ ) с включениями хромшпинели (рис. 6). Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом. В центральной части дайки наблюдаются скопления крупных идиоморфных зерен оливинов, также с включениями хромшпинели (рис. 7). По составу центральная часть дайки отвечает пикродолериту (см. табл. 4). Между закаленной и центральной частями располагается зона, полностью лишенная кристаллов оливина. Она отвечает по составу долериту и сложена плагиоклазом, клинопироксеном и магнетитом (рис. 8). Таким образом, в этой дайке установлено перемещение вкрапленников оливина в ее центральную часть, что обусловлено течением расплава, содержащего ранний кумулюсный оливин.

Тренд изменчивости составов на вариационной диаграмме для пород этой дайки полностью согласуется с моделью фракционирования раннего оливина ( $f = 16\%$ , рис. 9, табл. 4). Это проявляется и в характере распределения элементов-примесей. Из этих материалов видно, что дифференциация при те-

чении расплава, содержащего кристаллы оливина, приводит к тем же результатам, что и гравитационная дифференциация. В обоих случаях при благоприятных условиях происходит образование пород, обогащенных оливином и приближающихся по составу к ультрамафитам.

Состав зоны закалки дайки оливинового долерита близок к оценкам родоначальных расплавов для интрузивов хиргиснурского комплекса (см. табл. 3, 4, /13/). Он характеризуется повышенной меланократовостью и глиноземистостью, низкой щелочностью и фосфористостью. В отличие от пород расслоенных серий массивов хиргиснурского комплекса для оливинового долерита из дайки характерна умеренная титанистость (см. табл. 4). Наличие даек, прорывающих расслоенную серию дифференцированных интрузивов, состав которых близок к родоначальному расплаву данной ассоциации, свидетельствует о многократности поступления расплавов близкого состава в единую интрузивную камеру, что может приводить к образованию макроритмичности, а в некоторых случаях – к интродуированию и перемещению ранних кумулятов.

#### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Ступаков С.И. Петрология и минералогия базитовых, ультрабазитовых и метаморфических пород Керуленской зоны разломов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 71–104.
2. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. – 320 с.
3. Богнибов В.И., Поляков Г.В., Ковалевский В.Е. и др. Особенности состава минералов и происхождение ультраосновных и основных пород в перидотит-пироксенит-габброноритовом массиве Брунган (Восточная Тува) // Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – С. 93–126.
4. Габброидные формации Западной Монголии / Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. – 1990. – 269 с.
5. Изох А.Э., Баярбилэг Л. Особенности внутреннего строения и краевые фации перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов (на примере Баянцаганского массива, МНР) // Геология и геофизика. – 1988. – № 2. – С. 48–56.
6. Ионов Д.А., Абрамов А.В., Ярошевский А.А. Геохимия породообразующих минералов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Геохимия. – 1984. – № 2. – С. 217–234.
7. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. – С. 58–95.
8. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – 135 с.
9. Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В. Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973. – С. 44–56.
10. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. – М.: Наука, 1984. – 200 с.
11. Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др. Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии //

- Плутонические формации Тувы и их рудоносность. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – С. 3–57.
12. Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. и др. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит–пироксенит–габброноритовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С. 50–62.
  13. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – С. 4–59.
  14. Протерозойские ультрабазит–базитовые формации Байкало–Становой области // Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. – 206 с.
  15. Ярошевский А.А., Ионов Д.А., Миронов Ю.В. и др. Петрография и геохимия Йоко–Довыренского дунит–троктолит–габброноритового расслоенного массива (Северное Прибайкалье) // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. – М.: Наука, 1982. – С. 86–117.
  16. Nathan H.D., Van Kirk C.K. A model of magmatic crystallisation // J. Petrol. – 1978. – N 19. – P. 66–94.

О.М. Глазунов, М.А. Горнова, Э.Ф. Павленко

## ГЕОХИМИЯ АРХЕЙСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ

Ультрамафиты архея ранее были выделены в так называемый высокожелезистый геохимический тип пород, и их самостоятельность и особенности химизма по сравнению с гипербазитами офиолитов обоснованы на примере Саяно–Байкальской складчатой области /2/. Ультрамафиты встречаются в древних выступах фундамента Сибирской платформы и знаменуют один из ранних этапов ультраосновного магматизма /2–6/. При геолого–съемочных работах ультраосновные породы описывались в составе идарского, бирюсинского, еловского, покровского и других комплексов.

По составу и тектоническому положению ультрамафиты могут быть подразделены на три группы. Наиболее древней является перидотит–пироксенитовая ассоциация в Шарыжалгайском блоке Прибайкалья, которая объединяет роговообманковые перидотиты, пироксениты, лерцолиты, оливковые вебстериты, реже верлиты, гранатовые вебстериты и серпентиниты. Они группируются в поля в межзупольных пространствах гранулит–гнейсового комплекса раннего архея (рис. 1).

Ко второй группе принадлежат лерцолит–пироксенит–дунитовые ассоциации Канского выступа (Идарский хребет) в западной части Восточного Саяна. Они приурочены к широким пронизываемым зонам в гнейсово–амфиболитовой толще верхнего архея, характеризующейся заметным преобладанием амфиболитов и метаэффузивов над гнейсами. Если в пределах Шарыжалгайского блока закартировано 50 мелких тел гипербазитов, то в Канском выступе вдоль стволовой части хребта оконтуривается полоса распространения гипербазитов протяженностью более 80 км при ширине 5–10 км. Здесь вскрыты эрозией не менее 200 мелких массивов. Поле развития гипербазитов выделяется сильно дифференцированным магнитным полем. Его характер говорит о том, что возмущающие объекты здесь не “сливаются” на глубине в единое целое.

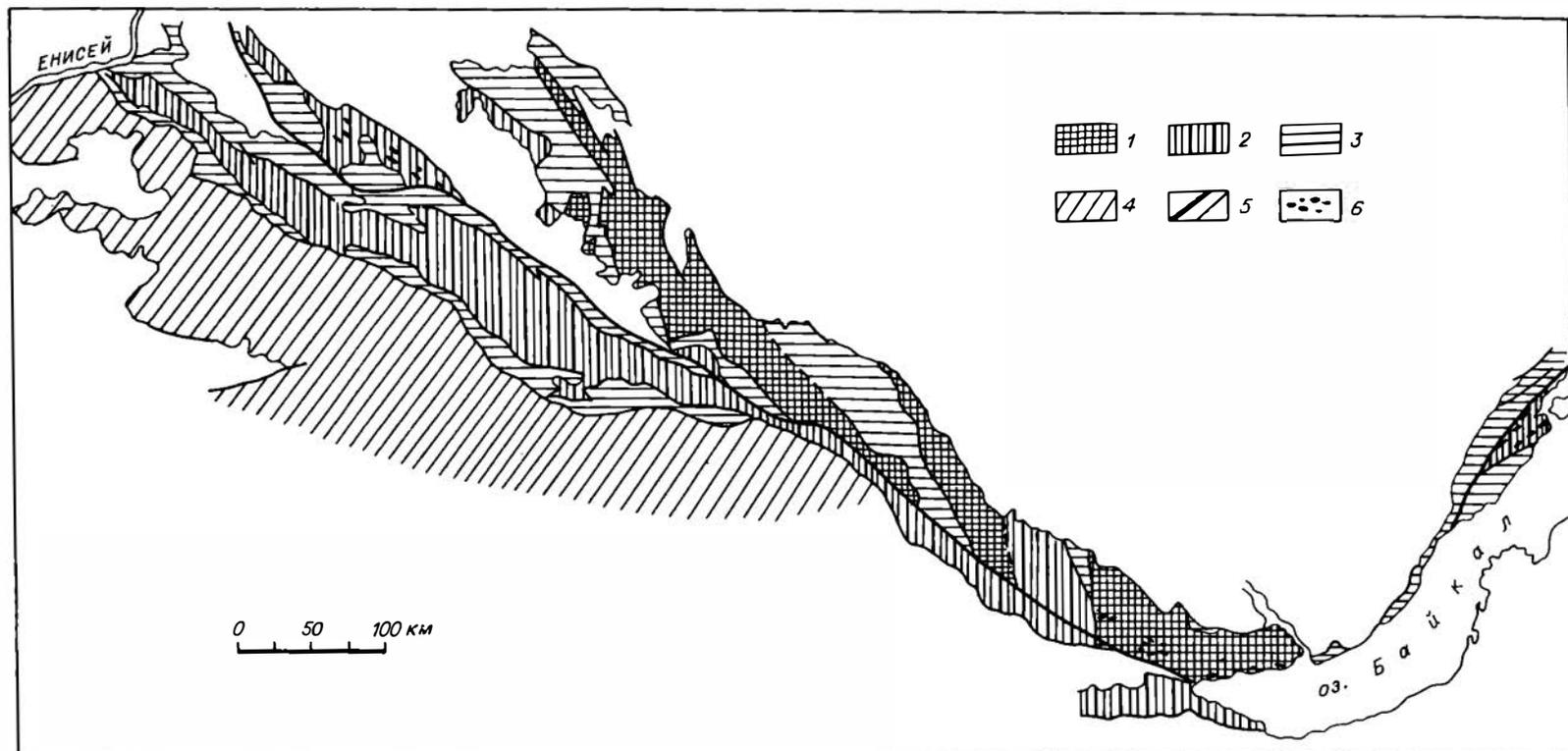


Рис. 1. Тектоническая схема Восточного Саяна и Юго-Западного Прибайкалья (по А.И. Сезько).

1-3 - область раннепротерозойской складчатости: 1 - раннеархейские блоки, 2 - позднеархейские блоки, 3 - раннепротерозойские трог и прогибы; 4 - область каледонской складчатости; 5 - разломы глубинные и региональные; 6 - тела ультрамафитов.

Тектоническая позиция третьей группы массивов – Ольхонской – ограничивается верхнеархейской гнейсово-амфиболитовой толщей с пластами мраморов в области перехода от Сибирского кратона к Саяно-Становому подвижному поясу /10/.

Гипербазиты локализуются в три параллельные зоны, идущие вдоль береговой линии оз. Байкал. По простиранию на северо-восток зоны "обрубаются" проливом Ольхонские ворота. Внутри полос детально закартировано не менее 100 сравнительно мелких массивов, сложенных перидотитами, лерцолитами, дунитами и пироксенитами.

Ультрамафиты выделяемых групп слагают обычно округлые линзовидные будинированные тела с тектоническими контактами и расщепленными флангами.

К петротипу первой ассоциации можно отнести мелкие тела ультрамафитов устья р. Крутой Губы на Южном Байкале (около ст. Шарыжалгай) и Сарамтинский массив на р. Китой. Ультраосновные породы района р. Крутой Губы образуют ряд небольших тел, конформных с полосчатостью дупироксеновых кристаллосланцев и гиперстенсодержащих мигматитов. Их максимальные размеры достигают 10–20 м в поперечнике; наиболее крупное из них протягивается на 50 км. Слагающие их роговообманковые перидотиты представляют собой средне- и крупнозернистые массивные породы ланидиоморфной или пойкилитовой структур с участками развития катаклаза. Главными породообразующими минералами являются оливин (до 50 %), ромбический пироксен и паргаситовая роговая обманка. Из вторичных присутствуют серпентин, хлорит, тальк, карбонат и флогопит. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидом, ильменитом и сульфидами (пирротин, пентландит, халькопирит).

Оливин образует округлые или неправильной формы зерна, обычно пойкилитово вросшие в кристаллы ортопироксена и амфибола. Оливин перидотитов изменяется в пределах  $Fa_{18-20}$ , пироксенитов –  $Fa_{20-28}$ . Оливин слабо серпентинизирован с образованием петельчатого лизардита и антигорита. Ромбический пироксен в виде более крупных, чем оливин, призматических кристаллов по составу отвечает бронзиту (его железистость от 16 до 21). Амфибол (паргасит) слагает крупные кристаллы с характерным светло-бурным цветом и спайностью. Вокруг паргасита развивается обыкновенная роговая обманка. Флогопит накладывается на все тела ультраосновных пород. Наибольшее количество этого минерала приурочено к контактам секущих пегматитов, зонам расланцевания и мигматизации.

Возраст наложенной на ультрабазиты флогопитизации составляет по Rb-Sr измерениям  $2,51 \pm 0,1$  млрд лет /1/. Несколько отличаются по составу массивы, расположенные к западу от оз. Байкал в Китойском блоке Шарыжалгай. Своеобразие этих массивов заключается в присутствии в их составе гранатовых вебстеритов, которые впервые были изучены авторами /4/. Самый крупный из этих массивов – Сарамтинский (1500x1000 м) – расположен в устье одноименной речки, впадающей справа в р. Китой. Он имеет в плане эллипсоидальную форму и залегает среди биотит-гранатовых и амфибол-биотитовых гнейсов. Характерно, что гранатовые вебстериты в разрезе массива перемежаются с лерцолитами, верлитами и гарцбургитами, в разной степени серпентинизированными.

Состав оливина пород изменяется от  $Fa_7$  в гарцбургитах,  $Fa_9$  в лерцолитах до  $Fa_{15}$  в верлитах. Ромбический и моноклинный пироксены относятся к ряду алумознстатита – бронзита и субкальциевого диопсид-авгита. В том и другом наблюдаются структуры распада твердых растворов: в ортопироксене – ламелли клинопироксена и хромшпинелида, а в клинопироксене – ор-

Таблица 1. Химический состав гипербазитов Шарыжалгайского блока

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	44,20	45,60	47,68	48,01	50,84	41,88	45,61	45,87	47,83	42,01	42,01	43,90	44,40	44,68	44,44	49,12	50,14
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,32	0,48	0,71	0,58	0,43	0,46	0,54	0,78	0,002	0,003	0,08	0,07	0,22	0,15	0,12	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	6,30	4,84	6,20	5,90	4,70	5,50	7,30	8,40	1,10	0,70	3,20	3,20	2,70	3,10	5,60	6,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,14	4,64	4,54	6,33	3,44	4,44	3,64	4,35	4,04	4,71	3,62	1,92	2,32	4,12	2,44	2,42	1,93
FeO	8,62	8,08	8,08	7,09	8,35	10,69	11,14	11,58	9,88	1,71	3,77	6,74	5,21	5,30	9,52	4,94	7,72
MnO	0,17	0,15	0,19	0,16	0,17	0,17	0,16	0,20	0,17	0,10	0,10	0,13	0,13	0,17	0,17	0,17	0,23
CaO	6,40	6,60	9,80	8,80	10,30	2,70	3,20	5,00	5,70	0,30	0,60	2,70	7,70	8,80	9,20	14,10	15,20
MgO	29,60	25,50	23,00	20,30	17,80	31,50	27,51	22,70	19,70	37,70	39,40	37,30	32,40	28,50	26,40	21,80	16,50
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,20	0,09	0,19	0,73	0,67	0,78	0,08	1,30	0,01	0,01	0,23	0,16	0,30	0,42	0,38	0,54
K <sub>2</sub> O	0,12	0,04	0,02	0,02	0,67	0,37	0,57	0,44	0,74	0,01	0,01	0,005	0,004	0,01	0,03	0,08	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	He обн.	0,03	0,03	0,06	0,07	0,06	0,11	0,02	0,02	He обн.	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
П. п. п.	1,34	1,78	0,84	1,54	0,80	1,72	0,68	1,40	1,08	11,96	8,80	3,14	4,06	3,82	2,76	0,46	0,48
Сумма...	99,34	99,23	99,56	99,38	99,61	99,33	99,32	99,52	99,73	99,72	99,04	99,64	99,65	98,63	98,65	99,21	99,87
Cr	2820	3370	1200	2840	1620	1500	1000	940	1400	1900	2300	3890	4200	9100	5900	4250	1410
Ni	1890	1320	1600	1150	1160	1900	1800	1500	1500	2000	2400	2220	2200	1300	1200	749	583
Co	39	120	74	113	91	140	120	130	130	76	71	143	97	54	66	77	78
V	126	126	180	235	152	75	72	130	190	22	22	89	87	120	160	258	524
Sc	11	13	20	34	23	8	10	15	16	3	3	14	26	29	39	65	135
Cu	23	53	220	103	60	60	73	100	80	13	9	52	12	120	52	17	50
Zr	40	25	36	50	32	50	31	32	76	He обн.	18	10	18	11	15	19	
Li	4	7	7	4	10	12	11	7	13	He обн.	2	He обн.	1	2	11	5	
Rb	He обнаружено				27	14	26	18	34	He обнаружено				4	8		
M/F	4,27	3,72	3,38	2,83	2,78	3,83	3,41	2,62	2,60	11,26	9,97	11,78	7,88	5,65	4,02	5,46	3,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :																	
:TiO <sub>2</sub>	1,01	1,53	0,36	0,58	0,54	0,67	0,31	0,25	0,26	138,5	111,9	7,05	8,7	6,59	11,92	5,13	0,73
Ni/Co	13,60	11,00	21,60	10,18	12,75	13,57	15,00	11,54	11,54	31,58	33,80	15,52	22,68	12,29	9,67	9,73	7,47
Ti/Zr	59,9	76,6	79,8	85,0	108,5	51,50	88,8	101,0	61,4	-	-	26,6	41,9	73,2	81,6	47,9	88,2
Cu/Ni	0,01	0,04	0,14	0,09	0,05	0,03	0,04	0,07	0,05	0,006	0,004	0,023	0,005	0,092	0,043	0,0230	0,086

Примечание. Из массивов Крутой Губы: 1-3 - лерцолиты; 4,5 - оливиновые вебстериты; 6, 7 - роговообманковые перидотиты; 8, 9 - оливиновые ортопироксениты. Из Сарамтинского массива: 10, 11 - алогардбургитовые серпентиниты; 12, 13 - лерцолиты; 14, 15 - верлиты; 16, 17 - оливиновые вебстериты. Здесь и далее окислы и П. п. п. - мас.%, примесные элементы - в г/т.

Таблица 2. Химический состав минералов из ультрамафитов Шарьжалгая

Ком- понент	Оливин		Ортопироксен			Клинопироксен		Гранат		Хромшпинелид		Ильменит		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO <sub>2</sub>	37,98	39,53	52,80	53,83	53,94	52,58	52,84	38,80	39,25	Не обнаружено				
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,053	0,10	0,13	0,10	0,18	0,18	0,10	0,10	Не обн.		51,84	52,40	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.		2,00	2,28	1,17	1,42	2,63	22,79	21,65	40,98	52,29	Не обн.		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,026	0,11	0,08	0,05	0,07	0,20	0,31	0,39	16,38	15,81	0,10	0,45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.		3,07	1,19	0,88	3,31	3,28	3,71	2,20	6,52	1,24	2,02	2,08	
FeO	24,99	21,33	14,03	12,71	16,92	1,00	3,72	16,62	18,52	29,58	12,78	46,12	42,73	
MnO	0,25	0,38	0,28	0,31	0,30	0,11	0,11	0,78	0,85	0,10	0,10	0,45	0,64	
MgO	36,82	39,70	27,17	28,45	26,12	17,06	15,18	11,93	11,31	5,54	17,96	Не обн. 2,05		
CaO	Не обн.		0,31	0,53	0,64	24,60	21,64	6,10	5,66	Не обнаружено				
Сумма..	100,08	101,02	99,78	99,51	100,12	100,33	100,81	101,14	99,98	99,10	100,18	100,53	100,35	
Ni	2280	1810	760	435	560	232	500	28	28	Не определялось				
Co	Не опр.		260	110	88	100	39	49	56	51	Не опр.	703	Не опр.	
V	4	3	38	42	83	68	350	200	200	"	1120	"		
Sc	<2	4	5	14	18	54	56	100	85	"	2	"		
Cu	18	18	140	12	150	6	42	32	25	"	17	"		
Zr	<10	26	36	27	18	56	10	34	29	"	48	"		
f	27,57	23,15	25,74	21,38	27,56	11,62	19,82	48,44	50,43	78,19	30,31	100,00	92,40	

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кристаллохимические коэффициенты													
Si	0,998	1,011	1,914	1,932	1,959	1,919	1,927	2,883	2,961	-	-	0,980	0,976
Al <sup>IV</sup>	-	-	0,085	0,068	0,041	0,061	0,073	0,117	0,039	-	-	-	-
Al <sup>VI</sup>	-	-	-	0,029	0,010	-	0,040	1,880	1,887	11,68	13,14	-	-
Ti	-	-	0,002	0,004	0,003	0,005	0,005	0,006	0,006	-	-	-	-
Cr	-	-	0,003	0,002	0,001	0,002	0,006	0,018	0,023	3,13	2,64	0,002	0,009
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,084	0,032	0,024	0,091	0,090	0,208	0,125	1,18	0,20	0,038	0,039
Fe <sup>2+</sup>	0,549	0,456	0,425	0,382	0,514	0,031	0,114	1,033	1,169	5,99	2,28	9,970	0,885
Mn	0,006	0,008	0,009	0,012	0,009	0,003	0,003	0,049	0,054	0,02	0,02	0,010	0,013
Mg	1,442	1,513	1,468	1,522	1,414	0,928	0,825	1,321	1,272	2,00	5,70	-	0,076
Ca	-	-	0,012	0,020	0,025	0,962	0,845	0,486	0,458	-	-	-	-
Ni	0,006	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма...	2,995	2,989	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	8,001	7,994	24,000	24,000	2,000	1,999

Примечание. 1, 3, 10, 12 - из роговообманкового перидотита; 2, 4, 6 - из лерцолита; 5, 7, 8, 9, 13 - из гранатового вебстерита. Na<sub>2</sub>O в клинопироксене (7) - 1,02; в остальных пробах - не обнаружена; K<sub>2</sub>O - во всех пробах - не обнаружена. Анализы выполнены в Институте геохимии СО АН СССР на микрозонде JEOL (аналитик Л.Ф. Пискунова) и методы количественного спектрального анализа (аналитик Л.Н. Одареева). Анализы хромшпинелидов пересчитаны на число катионов в элементарной ячейке. f - железистость, мол.%.

Таблица 3. Химический состав гипербазитов Идарской полосы

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	39,47	39,63	38,88	45,08	49,16	41,72
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,06	0,06	0,08	0,07	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,33	0,81	0,69	0,68	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,04	2,45	4,28	3,88	1,95	2,65
FeO	4,95	6,69	6,86	4,01	5,35	4,81
MnO	0,20	0,43	0,10	0,04	0,11	0,13
CaO	0,21	0,21	0,23	0,07	0,28	0,84
MgO	47,04	48,40	45,32	42,67	40,51	45,64
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,05	0,09	0,08	0,08	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	0,07	0,10	0,10	0,06	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	0,04	0,04
П. п. п.	3,64	1,68	2,30	2,38	1,44	2,91
Сумма...	100,02	100,00	99,05	99,05	99,73	99,29
Cr	2900	2669	2806	2122	2601	3285
Ni	1700	2675	1730	1888	1809	2517
Co	130	125	117	78	78	117
V	36	-	-	-	-	-
Sc	17	-	-	-	-	-
Cu	Не обн.	500	500	500	20	100
Zr	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-
M/F	9,55	8,97	7,37	9,75	9,75	10,86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :						
:TiO <sub>2</sub>	>30	32,0	33,7	20,3	17,8	31,6
Ni/Co	13,08	21,4	14,79	24,20	23,19	21,51
Cu/Ni	-	0,19	0,29	0,26	0,01	0,04

Примечание. Анализы 1-3 - дуниты, 4-6 - гарцбургиты.

топироксена и хромшпинелида. С ростом железистости пород в ряду гарцбургит - лерцолит - верлит - гранатовый вебстерит в пироксенах Сарамтинского массива закономерно изменяется железистость (от 7,1 до 31,2 % в ортопироксене и от 11,0 до 18,7 % в клинопироксене). Гранат образует изометричные, чечевицеобразные или неправильной формы зерна; по составу отвечает пироп-альмандину:  $(Mg_{1,28}Fe_{1,23}Ca_{0,46}Mn_{0,05})_{3,02}(Al_{1,91}xFe_{0,07}Cr_{0,02})_{2,00}(Si_{2,98}Al_{0,02})_{3,00}O_{12,00}$ . Часто зерна граната окружены келифитовыми оторочками тонковолокнистого строения, сложенными агрегатом энстатита, герцинита и стеклом основного состава.

Особенности петрографии и минералогии гипербазитов Канской и Оль-

Таблица 4. Химический состав минералов из гипербазитов Идарской полосы

Компонент	Оливин		Энстатит		
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	40,96	41,66	56,63	55,92	51,38
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,005	0,01	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,37	0,58	0,75	1,12	1,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,14	0,36	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,15	1,16	2,63	3,15	2,56
FeO	5,53	6,47	3,45	3,98	4,57
MnO	0,15	0,14	0,19	0,19	0,16
MgO	48,75	48,88	35,23	34,20	38,01
CaO	0,63	0,35	0,70	0,84	1,32
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,11	0,11	0,11	0,08
K <sub>2</sub> O	0,14	0,14	0,12	0,12	0,05
Сумма...	100,13	99,88	100,00	100,00	100,00
f	8,93	8,16	10,13	10,18	9,42
Ni	1400	2800	630	720	-
Co	50	150	20	35	-
V	42	He обн.	30	35	-
Sc	8	"	9	8	-
Cu	24	5,5	9,5	5	-
Кристаллохимические коэффициенты					
Si	0,995	1,011	1,961	1,937	1,802
Al <sup>IV</sup>	0,005	-	0,031	0,046	0,066
Al <sup>VI</sup>	0,006	0,017	-	-	-
Ti	0,001	0,001	-	-	-
Cr	0,001	0,001	0,004	0,010	0,006
Fe <sup>3+</sup>	0,057	0,022	0,101	0,080	0,068
Fe <sup>2+</sup>	0,113	0,131	0,099	0,115	0,134
Mn	0,003	0,002	0,005	0,005	0,004
Mg	1,764	1,766	1,819	1,764	1,980
Ca	0,017	0,008	0,027	0,030	0,048
Na	0,006	0,006	0,009	0,009	0,005
K	0,004	0,004	0,005	0,005	0,002
Ni	0,003	0,005	-	-	-
Сумма...	2,975	2,974	4,061	4,001	4,115

хонской глыб уже описывались, причем подчеркивалось обогащение железистой составляющей и пород, и породообразующих минералов /2, 8, 9/. При отсутствии генераций этих минералов, приближающихся к дунит-гарцбургитовой ассоциации, обуславливается процессами регионального метаморфизма; с этими процессами связано и образование вторичного граната. В хромшпинелидах растет доля Fe и Al (табл. 1-6).

Особенности химизма ультрамафитов архея выражаются в повышенном содержании в них железа, глинозема, титана, ванадия и относительно низкой концентрации магния, хрома по сравнению с гипербазитами офиолитовой дунит-гарцбургитовой формации (см. табл. 1, 3, 5). Петрохимическое различие пород, отнесенных соответственно к железистому и магнезиальному типам статистически обосновано; графическая разобщенность полей состава этих двух ассоциаций хорошо иллюстрируется классификационной диаграммой  $Mg/Fe - Cr/Ti$  /2/.

Обращает на себя внимание сходство характера распределения и концентраций ряда элементов в архейских гипербазитах и коматиитах /7, 12/. Их сближают не только уровни содержаний, но и соотношения ведущих элементов.

Коматиитовый тренд фракционирования в изучаемых ультрамафитах иллюстрируется различными диаграммами ( $CaO - MgO - Al_2O_3$ ;  $TiO_2 - Al_2O_3$  и др.). Он хорошо выражен и на диаграмме зависимости содержания ряда петрогенных и примесных элементов относительно количества Mg (рис. 2, А, Б). Видно совпадение кривых в трех рассматриваемых типах архейских ультрамафитов, в частности прямое соотношение магния с никелем при обратной связи магния с алюминием, кальцием, титаном, натрием. Здесь же просматривается различное содержание и дисперсия магния в отдельных массивах ассоциаций что может быть связано с условиями образования изначального расплава и его последующей кристаллизации. Вариация химизма пород сопровождается появлением скрытой расслоенности и запечатлена в изменении состава ряда породообразующих минералов. Так, с уменьшением количества магния в породах возрастает железистость оливина, пироксена и изменяются содержания кальция, алюминия и других элементов (см. табл. 2).

На информативной диаграмме  $Cr - Ti$  (рис. 3) видна прямая корреляция этих элементов в архейских ультрамафитах и коматиитах и обратная - в гипербазитах офиолитовой ассоциации. Наибольшее сходство с коматиитами по геохимии обнаруживают лерцолиты и оливиновые вебстериты, которые слагают согласные маломощные пластовые тела среди кристаллосланцев нижних частей разреза раннего архея Шарыжалгай. В них, как и в коматиитах, от подошвы к кровле закономерно изменяется содержание оливина и соответственно магния, алюминия, кальция, титана, никеля.

Серпентиниты позднего архея Идарского хребта Восточного Саяна, особенно в истоках р. Игиля, также с большой долей вероятности можно отнести к ультраосновным вулканитам не только по форме протяженных межпластовых тел с шаровой отдельностью, но, главное, по своеобразному распределению хрома, платины, палладия по разрезам, которое свойственно коматиитам /13/. В то же время следует отметить, что в этих породах не обнаружены признаки, типичные для коматиитов - структура "спинифекс", скелетные кристаллы оливина и хромшпинелида, повышенное содержание хрома, кальция в оливине, цинка, марганца в ядрах хромшпинелидов и т.д.

Выделенные группы архейских гипербазитов имеют своеобразный набор благородных металлов. Ранее было показано, что по сравнению с гипербазитами офиолитового ряда в них преобладают палладий, иридий, осмий над собственно ферроплатиной /2/. Максимум платиноидов (до  $n \cdot 10^{-4}$  % палла-

Таблица 5. Химический состав гипербазитов Приольхонья

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	38,04	42,32	43,17	42,46	44,50	42,79	42,81	39,53
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,003	0,01	0,007	0,005	0,57	0,0025	0,009
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,37	0,34	0,46	0,79	14,63	0,45	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	2,62	2,72	-	-	2,92	-
FeO	11,22	10,53	6,29	6,74	9,20	9,53	5,93	9,60
MnO	0,16	0,09	0,11	0,12	0,12	0,08	0,12	0,10
CaO	0,15	0,07	1,00	1,00	1,22	0,39	0,70	0,25
MgO	47,86	42,50	44,70	45,50	42,27	31,32	44,90	47,63
Na <sub>2</sub> O	0,01	He обн.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,009	0,01
K <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,011	0,004	He обн.	0,01	0,002	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,10	0,02	0,01
П. п. п.	1,75	4,15	1,52	0,80	2,16	0,95	1,50	2,34
Сумма...	100,05	100,07	99,80	99,84	100,28	100,36	99,36	100,04
Cr	1200	3000	1800	1300	4100	200	2000	1800
Ni	1700	2800	2900	2800	3300	410	3200	2400
Co	100	90	98	91	100	57	120	150
V	10	27	22	20	23	170	22	22
Sc	3	4	8	7	6	26	8	8
Cu	16	2	22	16	13	8	10	16
Zr	5	5	5	<10	<10	90	<10	5
Li	6	4	6	6	3	8	4	9
Rb	4	3	1	1	8	5	He обн.	3
M/F	7,36	7,05	8,92	8,44	7,95	4,72	8,86	8,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	9,88	89,01	14,12	14,69	66,95	0,02	60,94	15,09
Ni/Co	17,00	31,11	29,59	30,77	33,00	7,19	26,67	16,00
Ti/Zr	11,90	3,20	11,60	>4	>3	37,78	>1,5	10,80
Cu/Ni	0,009	0,0007	0,007	0,006	0,004	0,02	0,003	0,007

Примечание. Анализы 1-5 - дуниты, 6-10 - гарцбургиты, 11-13 - перцолиты, 14-16 - ортопироксениты. Содержание H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> входит в П. п. п.

Величина M/F определена по Н.Д. Соболеву /11/. Анализы выполнены Л.П. Фроловой и Л.Н. Одаревой. В анализах, выполненных на квантометре, приводится общее содержание железа в виде FeO.

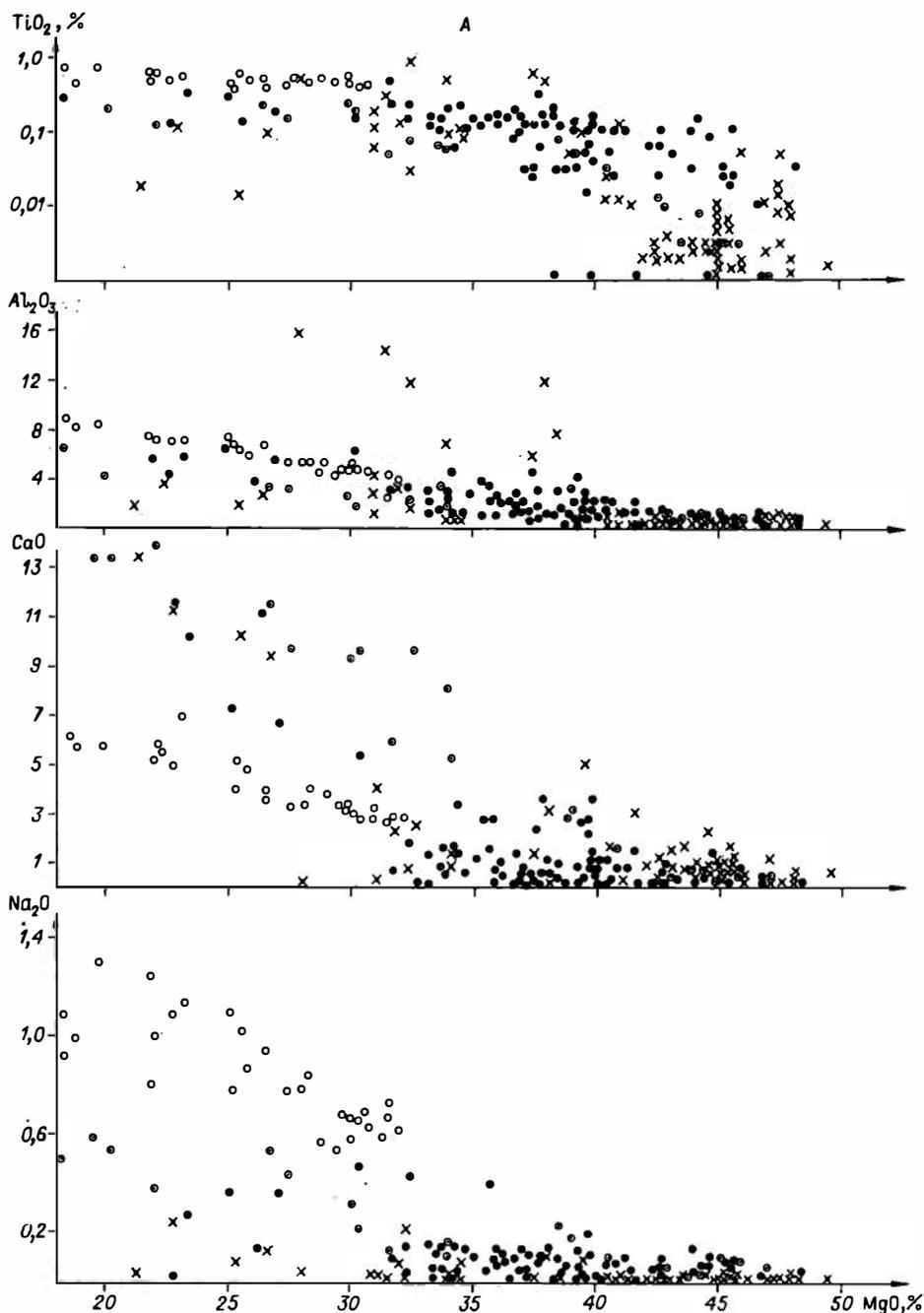
9	10	11	12	13	14	15	16
39,58	42,55	43,93	42,27	44,73	53,11	55,49	50,95
0,005	0,073	0,82	0,11	0,132	0,16	0,03	0,33
0,48	7,80	6,09	1,19	1,28	3,60	1,80	4,55
-	2,63	2,26	-	-	2,02	2,42	3,02
9,96	5,66	7,09	8,04	8,10	6,00	3,50	6,38
0,12	0,10	0,12	0,14	0,14	0,12	0,11	0,12
0,33	0,20	1,40	11,19	11,80	11,20	10,30	2,30
47,64	38,58	37,45	34,54	30,85	22,71	25,39	31,21
0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,23	0,08	0,03
0,01	Не обн.	0,03	0,005	0,01	0,02	0,007	0,01
0,01	0,06	0,16	0,01	0,03	0,03	Не обн.	0,21
1,94	1,82	0,54	1,96	1,92	0,70	0,82	0,78
100,08	99,48	99,92	99,47	99,00	99,90	99,95	99,89
1300	570	1100	1000	1200	1000	1000	2500
2200	1800	1500	1400	2000	1000	2400	1200
120	100	120	110	120	88	120	130
16	91	140	36	52	56	40	95
6	21	2	7	18	12	10	25
29	12	37	38	35	6	12	66
6	63	73	23	19	32	10	120
6	7	6	13	14	8	5	3
2	Не обн.	2		Не обнаружено			
8,30	7,66	6,73	7,44	6,42	4,75	7,37	5,70
18,92	0,60	0,10	0,71	0,68	0,46	2,45	0,57
18,33	18,00	12,50	12,73	16,67	11,36	20,00	9,23
5,33	6,98	67,12	26,96	41,58	29,69	19,00	16,67
0,013	0,007	0,025	0,027	0,017	0,006	0,005	0,055

Таблица 6. Химический состав минералов из гипербазитов Приольхонья

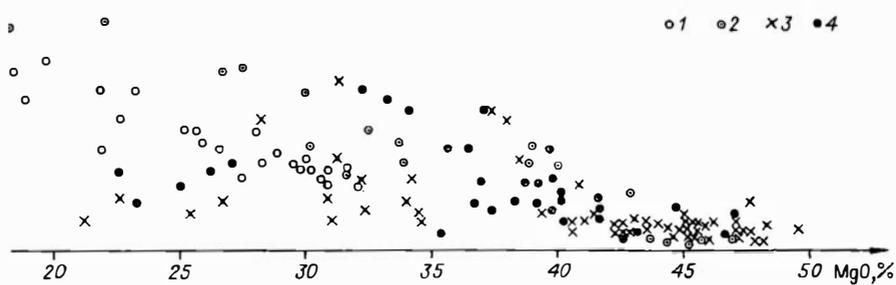
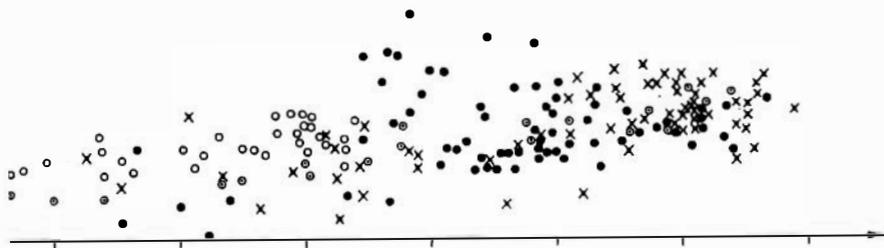
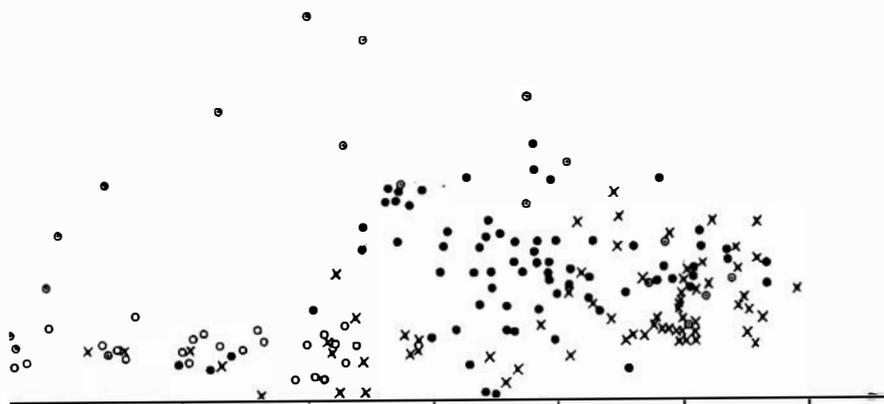
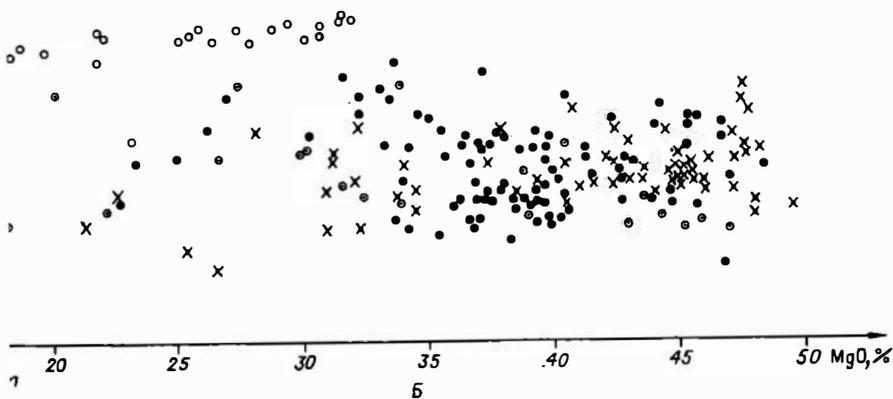
Компонент	Оливины		Бронзит	Диопсид	Шпинели				Гранаты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	40,59	40,49	54,10	50,68	Не обнаружено				36,64	40,56
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,07	0,08	1,31	0,04	0,14	0,06	0,08	0,19	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.		1,94	4,10	63,30	0,55	55,60	67,46	22,35	38,99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,014	0,065	0,045	0,19	7,05	6,47	12,91	0,11	Не обн.	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	4,42	-	4,20	22,35	14,86	12,62	21,41	0,27
FeO	7,23	10,62	5,12	1,28	0,09	62,57	0,54	0,33	Не обн.	
MnO	0,16	0,22	0,20	0,12	Не обн.	0,41	0,21	Не обн.	0,69	Не обн.
MgO	50,67	49,03	28,30	16,86	24,61	5,10	17,15	19,77	1,54	"
CaO	Не обн.		3,00	25,46	Не обнаружено				17,03	19,31
Сумма...	98,70	100,49	97,40	100,00	99,29	97,59	101,33	100,37	99,85	100,31
Ni	3100	1700	1000	-	-	10000	-	650	-	-
Co	78	83	72	-	-	300	-	200	-	-
V	5	6	24	-	-	670	-	1700	-	-
Sc	3	4	7	-	-	8	-	5	-	-

Cu	4	22	10	-	-	57	-	10	-	-
Zr	10	11	24	-	-	19	-	45	-	-
f	7,56	11,04	15,62	4,80	8,73	71,48	33,04	26,37	88,96	100,00
Кристаллохимические коэффициенты										
Si	0,994	0,988	1,945	1,850	-	-	-	-	5,780	5,655
Ti	0,001	0,001	0,002	0,036	0,006	0,030	0,010	0,011	0,022	0,006
Al <sup>IV</sup>	-	-	0,055	0,150	-	-	-	-	0,198	0,339
Al <sup>VI</sup>	-	-	0,028	0,026	14,191	0,191	11,250	13,871	1,175	3,968
Al <sup>VIII</sup>	-	-	-	-	0,671	-	2,501	2,039	2,783	2,099
Cr	-	0,001	0,001	0,005	1,110	1,540	2,142	0,017	-	-
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0,119	-	0,699	5,537	2,608	2,112	2,825	0,032
Fe <sup>2+</sup>	0,148	0,217	0,154	0,039	0,014	14,096	0,085	0,049	-	-
Mn	0,003	0,005	0,006	0,003	-	0,103	0,038	-	0,092	-
Mg	1,849	1,789	1,516	0,906	7,307	2,281	5,364	5,899	0,362	-
Ni	0,008	0,005	0,004	-	-	0,271	-	0,007	-	-
Ca	-	-	0,116	0,985	-	-	-	-	2,879	2,884
Сумма...	3,003	3,006	3,954	4,000	23,998	24,049	23,998	24,005	16,116	15,287

Примечание. 1, 5, 6 – из дунитов; 8 – из гарцбургита; 2, 4, 7, 9, 10 – из лерцолитов; 3 – из ортопироксенов. Содержание в бронзите (4)  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,07,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,08; в гранате (10) – соответственно 0,12 и не обнаружены; в остальных пробах – не обнаружены. 3 – силикатный анализ выполнен Л.П. Фроловой, остальные – микрозондовые – выполнены В.Ю. Панковым в Институте геологии ЯФ АН СССР. Содержание примесных элементов определено Л.Н. Одаревой в Институте геохимии СО АН СССР. В анализах оливинов и диопсида приводится  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ . В других микрозондовых анализах количество окисного и закисного железа определено расчетным путем, исходя из  $\text{FeO}_{\text{общ}}$ . Содержание хрома в оливинах и пироксенах – по данным количественного спектрального анализа.



для при  $Pt/Pd = < 1$ ) фиксируется в ряде проб сульфидизированных перидотитов и пироксенитов Идарского хребта. Почти равные либо несколько различные количества Pt и Pd ( $Pt/Pd$  от 0,96 до 2,5) присущи гипербазитам Шарыжалгайского блока. Причем Pt и Ir в этих породах значимо коррелируются с магнием ( $r = +0,845$ ,  $r = +0,833$ ) и никелем ( $r = +0,869$ ,  $r = +0,774$ ).



. Соотношение MgO и петрогенных элементов (А) и элементов-при-  
Б).

ультрамафиты: 1, 2 - Шарыжалгай (1 - массив Крутая Губа, 2 - Са-  
жкий); 3 - Ольхон; 4 - Идар.

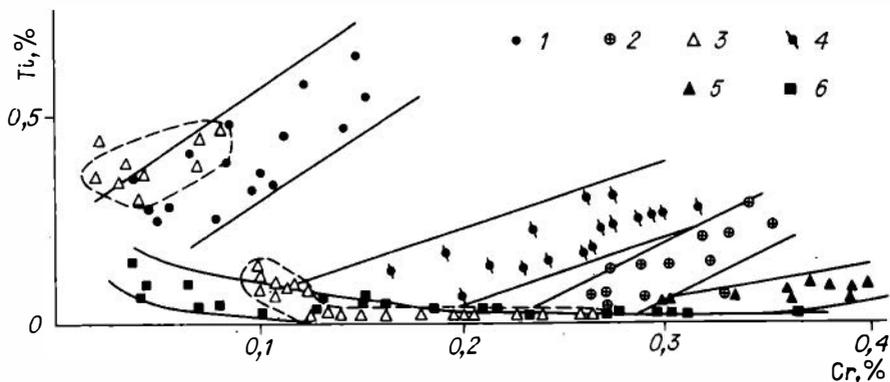


Рис. 3. Соотношение Cr и Ti.

1-3 - ультрамафиты (Fe-геохимический тип): 1 - Шарыжалгай, 2 - Идар, 3 - Ольхон; 4 - коматииты (Барбертон); 5 - хондриты; 6 - альпийно-типные гипербазиты (Mg-геохимический тип).

Некоторое различие гипербазитов архея обнаруживается по уровню PЗЭ. Достаточно показательными в них являются содержания лантана и самария. Максимум концентрации несут гипербазиты наиболее древнего Шарыжалгайского блока раннего архея (0,3-3,3 г/т Sm и 0,48-7,4 г/т La); в аналогичных породах Идарского хребта экстремальное содержание снижается до 0,3-1,37 Sm и 0,23-1,2 La. Несколько иное положение занимают по уровню самария и лантана ультраосновные породы Приольхонья (соответственно 0,18-1,66 и 0,5-2,2). Содержание PЗЭ в гипербазитах железистого типа архея в целом выше, чем в высокомагнезиальных разновидностях гипербазитов офиолитовой ассоциации. Заметны два вида спектров PЗЭ в ультрабазитах архея, которые также свойственны и коматиитам. Первый характеризуется накоплением легких лантаноидов ( $La/Sm > 1$ ) и обеднением тяжелыми ( $Yb/Sm < 1$ ), второй отличается обеднением легкими лантаноидами ( $La/Sm < 1$ ) и устойчивым европейским максимумом (рис. 4).

Таким образом, сопоставление по химизму трех рассматриваемых и пространственно разобщенных ассоциаций ультрамафитов архея говорит о том: что в них выдерживаются заметные черты сходства (табл. 7-9). Прежде всего нужно отметить, что петрографическая и геохимическая зональность тел ультрамафитов, а также корреляционные связи элементов близки коматиитовому тренду. Дополняя сказанное, отметим, что особенно четко эта картина обнаруживается на диаграмме распределения элементов (хрома, никеля, титана, циркония) относительно индекса фракционирования в виде  $M/F$  (рис. 5). Именно здесь видна обратная связь отношения  $M/F$  с титаном, цирконием и прямая - с никелем.

Согласованность трендов распределения элементов лишь в одном примере нарушается прямой зависимостью содержания хрома и индекса  $M/F$ . Такое отклонение в соотношении этих количеств, сходное с альпийно-типными гипербазитами, наблюдается в ультрамафитах Приольхонья и объясняется заметным метаморфизмом этих пород в условиях амфиболитовой фации.

Гипербазиты архея также заметно отличаются от альпийно-типных по другим геохимическим параметрам, как и по геодинамическим условиям формирования.

Что касается генезиса и источника материала для архейских гипербазитов железистого типа, то остается несомненным, что древнейшие из них (Ша-

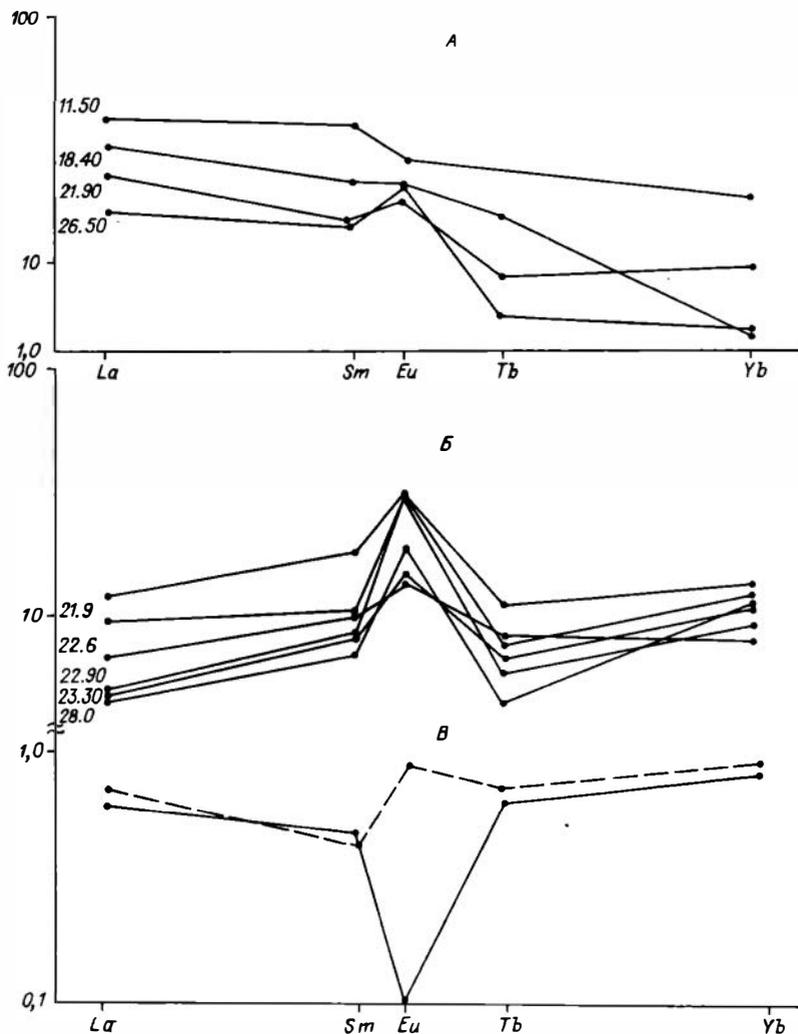


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту.

А, Б - в ультрамафитах архея (Fe-геохимический тип); В - в альпинотипных гипербазитах (Mg-геохимический тип).

рыжалгайский блок раннего архея) с большей долей вероятности отвечают составу родоначальной мантии. Европейский максимум в раннеархейских гипербазитах Южного Прибайкалья указывает на происхождение их из недеплезированной первичной мантии. В случае, если бы были предшествующие ультрамафитам базальтовые выплавки, то положительная европиевая аномалия в ультрамафитах архея не наблюдалась бы.

Одним из ярких признаков ультрамафитов железистого типа является парагенезис ильменита и хромшпинелида. Тесное срастание их присуще ряду глубинных ксенолитов из кимберлитов. Сходство тренда фракционирования внутри архейских тел ультрамафитов нижних частей разреза раннего архея с коматитами говорит о возможной принадлежности части их к ультраосновным вулканитам со всеми следствиями в отношении рудообразования. На Идарском

Таблица 7. Средний химический состав ультрамафитов Шарыжалгая

Компонент	Лерцолит-оливиновый вебстерит (36)		Роговообманковый перидотит-оливиновый (32)		Гранатовый вебстерит (15)		Верлит (16)		Лерцолит (5)		Апогарбургитовый серпентинит (9)	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	45,79	3,45	44,2	1,87	50,17	1,08	44,95	3,98	44,49	2,86	42,07	1,24
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,10	0,56	0,11	0,19	0,09	0,12	0,07	0,06	0,01	0,003	0,004
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,23	1,08	6,07	1,39	6,14	1,48	2,18	0,69	2,96	0,45	0,67	0,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,63	1,42	4,70	1,03	2,29	0,50	4,12	1,74	2,62	0,91	3,44	1,27
FeO	7,17	1,20	10,18	1,22	7,55	1,63	5,39	2,07	5,55	0,88	3,46	1,63
MnO	0,18	0,03	0,018	0,01	0,21	0,02	0,16	0,03	0,13	0,01	0,09	0,01
CaO	8,84	1,76	4,05	1,20	14,29	1,28	9,02	2,60	4,12	2,55	0,37	0,14
MgO	23,38	2,72	27,08	4,23	17,58	1,82	28,47	2,00	34,88	3,08	41,11	2,18
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,24	0,82	0,21	0,56	0,11	0,29	0,12	0,16	0,05	0,05	0,03
K <sub>2</sub> O	0,08	0,11	0,59	0,32	0,06	0,05	0,02	0,008	0,01	0,003	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.		0,07	0,03	0,01	0,008	0,02	0,01	0,01	0,01	Не обн.	
П.п.п.	2,59	1,89	1,13	0,60	0,47	0,32	4,10	2,66	4,19	2,03	8,29	2,69
Сумма...	99,57		99,63		99,52		98,84		99,18		99,57	
Cr	2150	1100	930	370	2050	760	6730	1700	4360	2100	2690	912
Ni	1570	550	1810	308	440	175	1250	287	1580	370	2550	333
Co	86	8	130	12	51	10	59	8	68	19	77	17
V	120	32	100	34	250	42	98	36	60	17	19	6
Sc	19	5	9	4	59	19	30	19	23	4	3	0,4
Cu	170	76	68	20	55	45	46	51	34	14	9	4
Zr	35	6	46	22	Не опр.		10	1	25	21	Не опр.	
Li	5	4	9	3	5	2,5	2	1	2	1	Не обн.	
Rb	1	2	24	12	2	3			Не обнаружено			
M/F	3,40	-	3,42	-	3,16	-	5,34	-	7,86	-	11,36	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	0,81	-	0,24	-	1,45	-	12	-	14	-	26	-
K/Rb	232	-	204	-	249	-	-	-	-	-	-	-
Ni/Co	15,5	-	14	-	7,9	-	15	-	18	-	30	-
Ti/Zr	83,5	-	73	-	66	-	75	-	20	-	-	-
Cu/Ni	0,10	-	0,04	-	0,08	-	0,04	-	0,02	-	0,003	-

Примечание. В скобках - число анализов.

Таблица 8. Средний химический состав гипербазитов Идарской полосы

Компонент	Дуниты (13)		Перидотиты (15)	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	38,18	1,99	41,90	3,01
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,09	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,83	0,55	1,41	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,45	3,01	3,36	1,55
FeO	5,86	1,56	5,77	1,37
MnO	0,17	0,07	0,12	0,03
CaO	0,27	0,20	0,77	0,58
MgO	45,06	2,21	41,49	2,54
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,12	0,17
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,08	0,06
Сумма...	95,99	-	95,11	-
Cr	3559	-	2395	-
Ni	2300	-	2100	-
Co	125	-	100	-
V	16	-	30	-
Sc	4	-	16	-
Cu	Не опр.	-	Не опр.	-
Zr	4	-	13	-
Li	Не обн.	-	9	-
Rb	1	-	2	-
M/F	7,46	-	8,37	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	42,5	-	20,9	-
K/Rb	497	-	332	-
Ni/Co	18	-	21	-
Ti/Zr	90	-	41	-

белогорье сульфидная минерализация, хотя и носит рассеянный характер, находится почти во всех известных массивах. Широкое ареальное распространение сульфидизированных пород открывает перспективы поисков здесь практически важных рудных локализаций. Сульфидизированность гипербазитов Идарского хребта объясняется тем, что Канская глыба развивается в режиме древнего зеленокаменного пояса и сопровождается процессом переработки (гранитизация и метаморфизм) архейского субстрата и ультрамафитов. Важными они могут оказаться и для палладиевой минерализации, связанной с сульфидами. В настоящее время целесообразно развернуть региональные поисково-геохимические работы на всей площади Идарского хребта. В Шарыжальском и Ольхонском блоках рудная минерализация фиксируется редко и пока не имеет поискового значения, но чрезвычайно интересным в Шарыжальском блоке является развитие гранатовых пироксенитов. Учитывая высоко-

Таблица 9. Средний химический состав ультраосновных пород Приольхонья

Компонент	Дуниты (19)		Гарибургиты (14)		Лерцолиты (2)		Ортопироксени-ты (8)	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO <sub>2</sub>	42,19	1,15	43,04	2,53	43,50	1,70	53,60	1,37
TiO <sub>2</sub>	0,005	0,003	0,006	0,004	0,117	0,020	0,14	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,18	0,51	0,16	1,25	0,07	2,91	0,90
FeO <sub>общ</sub>	8,60	0,65	8,83	0,82	8,05	0,07	6,96	1,39
MnO	0,12	0,01	0,11	0,02	0,14	0,00	0,13	0,03
CaO	0,75	0,40	0,89	0,92	11,50	0,42	7,01	4,62
MgO	45,57	1,77	44,33	2,56	32,65	2,62	27,82	4,41
Na <sub>2</sub> O	0,016	0,009	0,028	0,021	0,01	0,00	0,10	0,08
K <sub>2</sub> O	0,008	0,005	0,010	0,007	0,01	0,00	0,017	0,017
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,016	0,02	0,035	0,05	0,025	0,007	0,05	0,19
П.п.п.	1,66	0,82	1,93	0,99	1,94	0,03	0,92	0,39
Сумма...	99,33	-	99,71	-	99,19	-	99,67	-
Cr	2300	800	1600	500	1100	140	1200	600
Ni	2800	300	2500	500	1700	420	1600	500
Co	112	13	110	20	115	7	100	30
V	22	8	58	6	44	11	51	22
Sc	6	2	6	2	12	7	14	6
Cu	14	6	13	9	36	3	28	19
Zr	<10	-	6	1	21	3	46	37
Li	5	2	4	2	13	1	6	2
Rb	4	3	1	2	1	1	He обн.	-
M/F	9,2	-	8,7	-	6,9	-	6,5	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :								
:TiO <sub>2</sub>	35,72	-	20,16	-	0,72	-	0,64	-
K/Rb	16	-	80	-	80	-	>140	-
Ni/Co	25	-	22,73	-	14,78	-	16	-
Ti/Zr	>3	-	6	-	33,33	-	18,30	-

Примечание. В круглых скобках - количество проб. Содержание воды входит в П. п. п. Средний химический состав пород установлен по сравнительно слабо метаморфизованным разностям (концентрация H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> не превышает 1,5 %). Величина M/F определена по Н.Д. Соболеву [1]. Содержание титана - по данным количественного спектрального анализа.

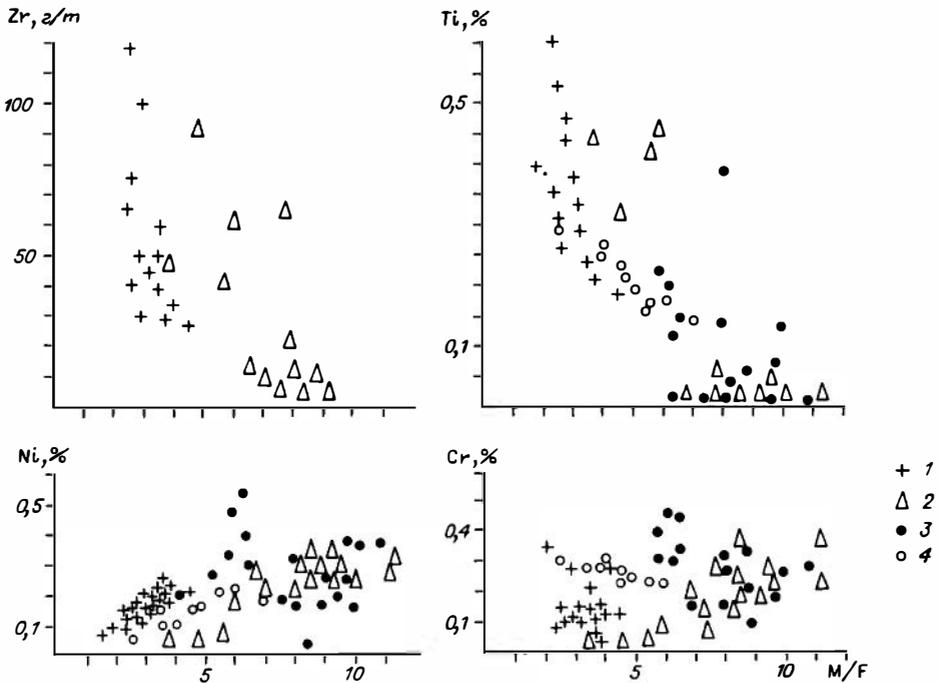


Рис. 5. Соотношение индекса M/F и Cr, Ni, Ti, Zr.

1-3 - ультрамафиты: 1 - Шарыжалгай, 2 - Ольхон, 3 - Идар; 4 - коматииты.

барический тип слагающих их парагенезисов при довольно магнезиальном составе гранатов, а также ряд других факторов, можно считать эти образования источником алмазов некимберлитового типа.

#### Список литературы

1. Брандт С.Б., Грудинин М.И., В.С. Лепин и др. Рубидий-стронциевая изохрона для ультрабазитов из Шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1985. - № 11. - С. 104-107.
2. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 190 с.
3. Глазунов О.М., Золотина М.А. Особенности геохимии архейских гипербазитов Южного Прибайкалья // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 6. - С. 1476-1481.
4. Глазунов О.М., Золотина М.А., Татаринов А.В. Гранатовые пироксениты Восточного Саяна // Геология и геофизика. - 1984. - № 7. - С. 79-84.
5. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазиты ранних стадий развития земной коры // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 265, № 6. - С. 1460-1463.
6. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 155 с.
7. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.
8. Корнаков Ю.Н., Глазунов О.М., Фролова Л.П. Основные черты геохимии

- ультрабазитов Идарского комплекса (Восточный Саян) // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - С. 33-35.
9. Павленко Э.Ф. Особенности структурного положения гипербазитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. - 1983. - № 5. - С. 8-14.
  10. Сезько А.И. Геология докембрия юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления: Тез. докл. к совещ. "Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления". - Иркутск, 1987. - С. 9-11.
  11. Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород // Геохимия. - 1959. - № 8. - С. 679-695.
  12. Сриякантаппа К., Хёрманн П.К., Райт М. Петрология и геохимия расщепленных ультраосновных - основных комплексов архейского кратона Карнатака, Южная Индия // Геохимия архея. - М.: Мир, 1987. - С. 173-199.
  13. Crocket J.H., McRae W.E. Platinum-group element distribution in komatiitic and tholeiitic volcanic rocks from Munro Township, Ontario // Econ. Geol. - 1986. - Vol. 81. - P. 1242-1251.

Ф.П. Леснов

## ГЕОХИМИЯ ПОЛИГЕННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПЛУТОНОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Исследования по петрологии сложных базит-гипербазитовых плутонических ассоциаций складчатых областей, проводившиеся в последние десятилетия, показали, что среди этих важных в теоретическом и практическом отношении магматогенных образований широко распространен особый генетический тип тел - полигенные базит-гипербазитовые плутоны /23, 24/. При всем разнообразии внутреннего строения, вещественного состава, морфологии, размеров и других признаков эти плутоны обладают очень важным общим отличительным признаком: в их строении принимают участие тесно сближенные в пространстве, но генетически автономные и разновозрастные ассоциации плутонических горных пород - протрузии альпинотипных гипербазитов и прорывающие их интрузивы габброидов. В зависимости от конкретных условий формирования габброидные интрузивы в разной мере активно взаимодействовали как с породами этих протрузий, так и с породами вмещающих толщ, благодаря чему на границах разновозрастных тел образовались различные по составу и мощности контактовые переходные зоны. В пределах полигенных плутонов выделен ряд петрогенетических групп пород, слагающих названные выше главные их структурно-вещественные элементы. Группа ортомагматических гипербазитов (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, а также их серпентинизированные разновидности) слагает гипербазитовые протрузии, а габброидные интрузивы образованы ортомагматическими базитами (габбронориты, габбро). Контактные переходные зоны разделены по составу и месту образования на два типа. Зоны типа А располагаются непосредственно на контакте интрузивов габброидов с протрузиями гипербазитов и сложены породами двух самостоятельных петрогенетических групп - парамагматическими гипербазитами (верлиты, ортопироксениты, клинопироксениты, вебстериты, плагиоверлиты и др.)

и парамагматическими базитами типа А (троктолиты, оливиновые габбро, оливиновые габбронориты и т.д.). В свою очередь, контактовые переходные зоны типа Б локализованы на границе габброидных интрузивов с вмещающими толщами и сложены парамагматическими базитами типа Б (роговообманковые габбро, габбро-диориты, диориты и т.д.).

В последние годы значение геохимических исследований в решении проблем петрологии базит-гипербазитовых плутонических ассоциаций закономерно возрастает, что обусловлено как внедрением целого ряда новых высокоэффективных методов анализа многих примесных элементов, так и прогрессом в познании динамики поведения этих элементов в магматических системах /6, 10-12, 17, 18, 20, 29, 30, 36-40/. Следует подчеркнуть, что в публикуемых работах преимущественное внимание все еще уделяется изучению закономерностей распределения элементов группы железа и в меньшей мере обсуждаются вопросы геохимии многих других важных примесей ультраосновных и основных пород - редких, щелочно-земельных, редкоземельных, радиоактивных элементов, благородных металлов и др.

В публикуемой работе обсуждаются некоторые новые материалы по геохимии полигенных базит-гипербазитовых ассоциаций, полученные при петрологических исследованиях в складчатых областях разных районов СССР, а также Монголии. Они включают данные по геохимии таких элементов, как хром, никель, кобальт, титан, марганец, ванадий, медь, барий, стронций, отчасти редкоземельные элементы и благородные металлы. Подавляющая часть анализов выполнялась в лабораториях ИГиГ СО АН СССР с помощью спектрального (аналитики Н.А. Яковлева, В.И. Симонова, А.А. Алабина, З.Ф. Худякова), атомно-абсорбционного (аналитики В.Г. Цимбалист, Н.П. Голованова) и нейтронно-активационного (аналитик Ю.А. Еркушов) методов. При обсуждении полученных результатов основное внимание уделено геохимическим индикаторным характеристикам, по которым разные по петрогенетической принадлежности породы полигенных плутонов более или менее существенно отличаются друг от друга. Вначале будут рассмотрены результаты геохимического изучения плутонов Монголии, для которых получено наибольшее количество информации /32/.

Хром является важнейшим элементом-примесью в ультраосновных породах полигенных плутонов, где он сконцентрирован главным образом в составе аксессуарных хромшпинелидов, в орто- и клинопироксенах, а также в небольших количествах в оливине. Судя по средним значениям, в ортомагматических гипербазитах Монголии (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) содержания элемента варьируют в интервале 1660-2120 г/т, а в парамагматических гипербазитах (ортопироксениты, вебстериты, клинопироксениты, верлиты) - 1390-2880 г/т. Почти на порядок ниже концентрации хрома в ортомагматических базитах - габброноритах (208 г/т) и габбро (380 г/т).

Никель. В большинстве разновидностей пород из полигенных плутонов Монголии средние содержания никеля близки или несколько ниже, чем содержания хрома. Больше всего элемента сосредоточено в оливине, гораздо меньше его в пироксенах, хромшпинелидах. Кроме того, он может присутствовать в гипербазитах в виде самородного сплава с железом (аваруита) либо в виде сложных соединений с платиноидами и серой. Самые высокие средние содержания никеля зафиксированы в дунитах (1880 г/т), несколько ниже они в гарцбургитах (1750 г/т) и лерцолитах (1800 г/т). В серпентинизированных ортомагматических гипербазитах и серпентинитах средние количества никеля более низкие (1120 г/т); в парамагматических гипербазитах они колеблются в интервале 1100-1760 г/т. Гораздо ниже содержания этого элемента в ортомагматических базитах - габброноритах (180 г/т) и габбро (240 г/т).

Кобальт. Во всех разновидностях гипербазитов из плутонов Монголии

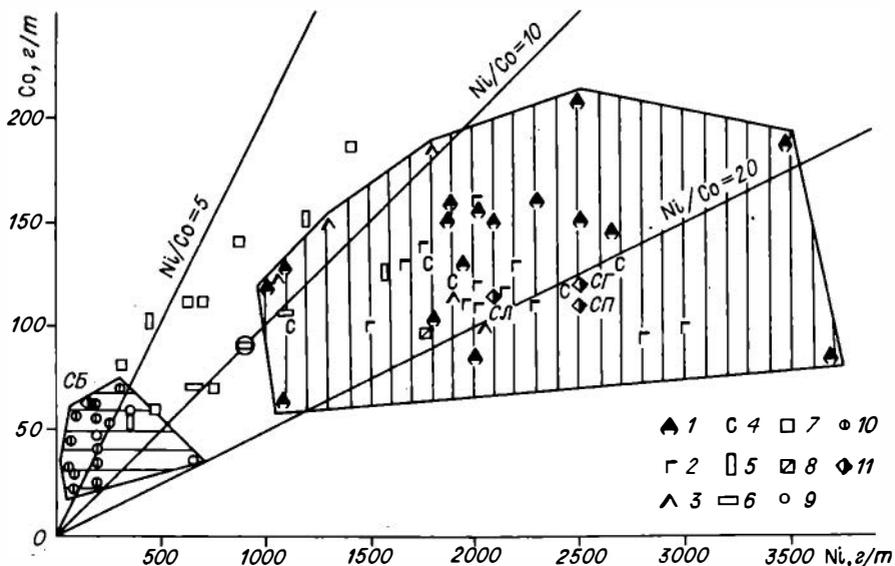


Рис. 1. Соотношение средних содержаний Ni и Co в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии.

1 - дуниты; 2 - гарцбургиты; 3 - лерцолиты; 4 - серпентиниты; 5 - верлиты; 6 - вебстериты; 7 - клинопироксениты; 8 - ортопироксениты; 9 - габбронориты; 10 - габбро; 11 - средние содержания элементов в гипербазитах и габбро океанов /30/: СП - гранатовые перидотиты, СЛ - лерцолиты, СГ - гарцбургиты, СБ - габбро. Вертикальной штриховкой обозначено поле фигуративных точек для ортомагматических гипербазитов, горизонтальной - для ортомагматических базитов.

средние содержания элемента в 10 раз и более ниже, чем никеля. В ортомагматических разностях они колеблются в интервале 140-190 г/т, а в парамагматических гипербазитах - 100-185 г/т. В ортомагматических базитах в среднем содержится в 2-3 раза меньше кобальта, чем в гипербазитах. В гипербазитах отношения средних содержаний никеля и кобальта колеблются в интервале 10-25, а в ортомагматических базитах - 4-5 (рис. 1).

**Титан.** Все породы из полигенных плутонов Монголии бедны титаном, что вообще характерно для плутонических образований офиолитовых ассоциаций /18, 46/. В ортомагматических гипербазитах средние содержания его несколько возрастают от дунитов (56 г/т) через гарцбургиты (86 г/т) к лерцолитам (120 г/т). Заметно выше они в парамагматических гипербазитах: верлитах (325 г/т), клинопироксенитах (380 г/т), вебстеритах (499 г/т), ортопироксенитах (223 г/т). Примерно такое же среднее содержание титана в габброноритах, в то время как в габбро оно в 4-5 раз выше (1480 г/т).

**Марганец.** Средние содержания элемента незначительно возрастают от дунитов (1220 г/т) к гарцбургитам (1510 г/т) и лерцолитам (2370 г/т). В серпентинитах содержание элемента заметно снижено (896 г/т), а самая высокая средняя концентрация его зафиксирована в верлитах (2540 г/т). В остальных парамагматических гипербазитах она колеблется в интервале 1500-2380 г/т. Несколько ниже средние содержания марганца в ортомагматических базитах - габброноритах (1150 г/т) и габбро (1380 г/т). По значениям отношений средних содержаний марганца и титана последние (около 1)

резко отличаются от ортомагматических (20) и парамагматических (около 5) гипербазитов (рис. 2).

Ванадий. Наиболее высокими средними содержаниями его характеризуются две разновидности парамагматических гипербазитов – клинопироксениты (215 г/т) и вебстериты (140 г/т), в которых главными концентраторами этого элемента являются клинопироксен и аксессуарный магнетит. Достаточно высокие средние концентрации ванадия установлены в ортомагматических базитах – габброноритах (106 г/т) и габбро (170 г/т). Меньше всего его в ортомагматических гипербазитах – 12–38 г/т. Последние характеризуются очень высокими значениями отношений средних содержаний хрома и ванадия (около 50), чем они статистически значимо отличаются от таковых для ортомагматических базитов (около 5 и ниже). В парамагматических гипербазитах эти отношения имеют промежуточные значения (рис. 3).

Медь. Средние содержания элемента во всей совокупности пород исследованных плутонов Монголии относительно низки и варьируют в интервале 12–138 г/т. Наиболее высокие средние содержания зафиксированы в верлитах (115 г/т) и клинопироксенитах (138 г/т). Ортомагматические гипербазиты, а также некоторые разновидности парамагматических гипербазитов (вебстериты, ортопироксениты) отличаются крайне высокими значениями отношений средних содержаний никеля и меди (около 50), а наиболее низкими – габбро (около 4).

Некоторые индикаторные геохимические характеристики были выявлены при анализе корреляционных связей между содержаниями примесных элементов группы железа. Так, для всех оливинсодержащих пород показательна отчетливая положительная корреляция содержаний никеля и кобальта. Кроме того, в ультраосновных породах никель положительно коррелирует с марганцем. Верлиты, вебстериты и габбронориты отличаются от других пород наличием положительной корреляции содержаний ванадия и скандия. Габбронориты отличаются от габбро тем, что в первых содержания титана и циркония имеют отрицательную корреляционную зависимость, а во вторых – положительную.

Из числа щелочно-земельных элементов были исследованы барий и стронций, содержания которых относительно малы, но вместе с тем показательны с точки зрения выявления специфики состава отдельных разновидностей пород и их петрогенетических групп.

Барий. Наиболее высокое среднее содержание элемента зафиксировано в габбро (68 г/т), во всех остальных породах оно изменяется в интервале 17–32 г/т. Отметим, что полученные средние оценки для ортомагматических гипербазитов (дуниты – 18, гарцбургиты – 19, лерзолиты – 27 г/т) заметно превышают кларк этого элемента для ультраосновных пород – 1 г/т /9/, а для габброидов, наоборот, кларк оказался заметно больше (300 г/т), чем полученные нами оценки. Аналогичное превышение содержания бария над его кларком установлено Б.Г. Лутцем /30/ для гипербазитов из офиолитовых ассоциаций в целом (8–30 г/т), А.Б. Фоминым /39/ для гипербазитов юго-западной части Украинского щита (4–13 г/т) и для гипербазитов из офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области (3–6 г/т) /8, 38/. Эти данные свидетельствуют о необходимости внести уточнение в оценку кларка бария для ультраосновных пород.

Стронций. Средние его содержания в большинстве разновидностей пород невелики и колеблются в интервале 17–24 г/т, лишь в габбро его содержание резко повышено – 282 г/т.

Соотношения содержаний бария и стронция в породах рассматриваются как важный геохимический индикатор, значения которого коррелируют с глубиной выплавления соответствующих магматических расплавов /11, 14, 30, 39,

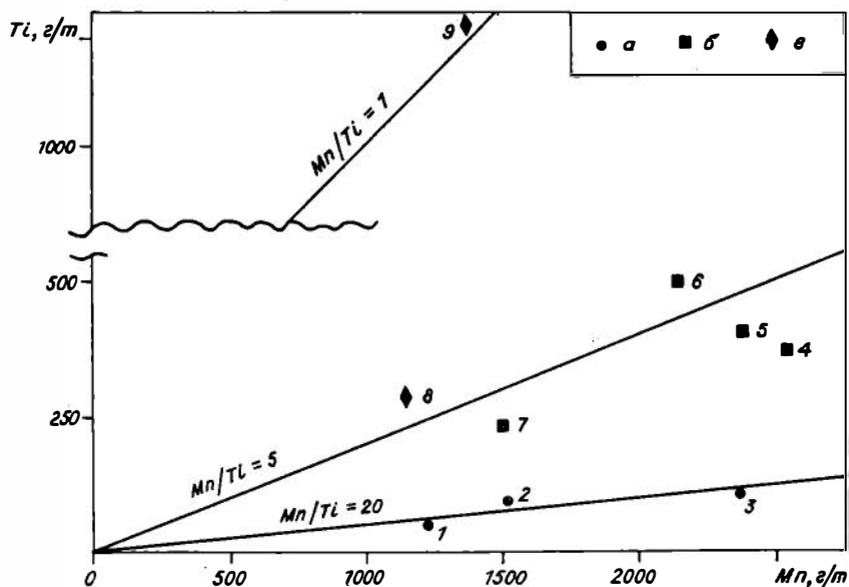


Рис. 2. Соотношение средних содержаний Mn и Ti в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии.

а - ортомагматические гипербазиты (1 - дуниты, 2 - гарцбургиты, 3 - перцолиты); б - парамагматические гипербазиты (4 - верлиты, 5 - клинопироксениты, 6 - вебстериты, 7 - ортопироксениты); в - ортомагматические базиты (8 - габбронориты, 9 - габбро).

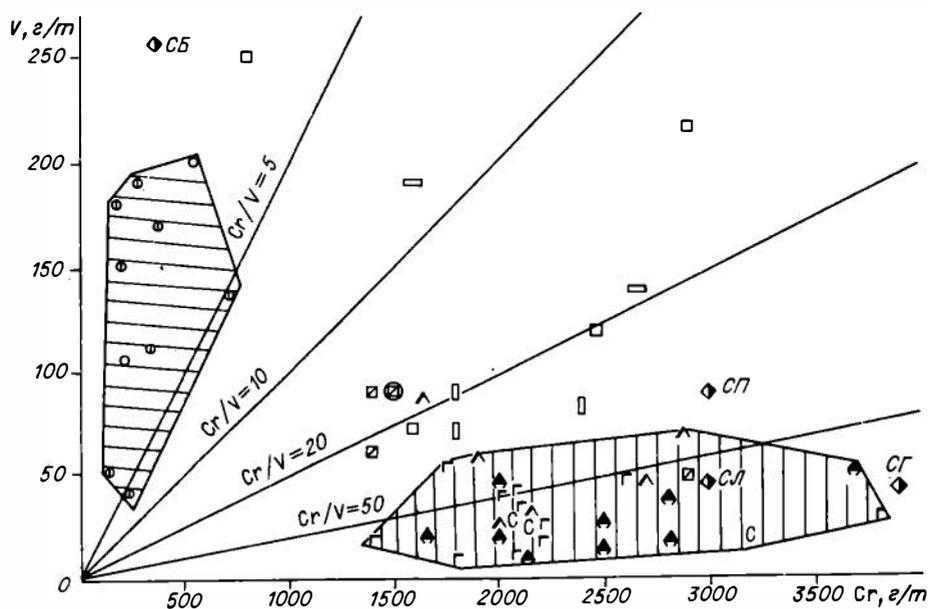
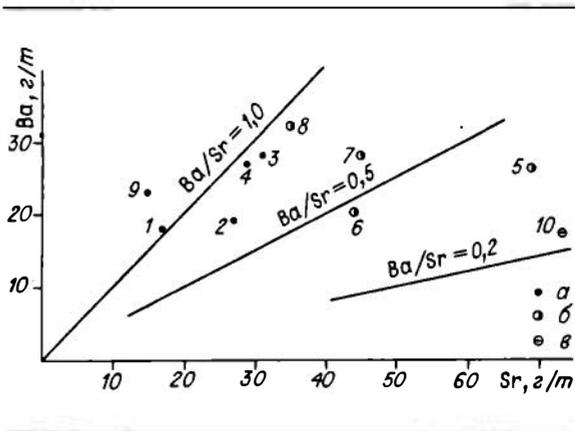


Рис. 3. Соотношения средних содержаний Cr и V в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Рис. 4. Соотношения содержания Ва и Sr в породах плутонов Монголии.

1 - дуниты; 2 - гарцбургиты; 3 - серпентиниты; 4 - лерцолиты; 5 - верлиты; 6 - вебстериты; 7 - клинопироксениты; 8 - ортопироксениты; 9 - вторичные оливиновые породы; 10 - габбронориты. а - ортомагматические гипербазиты и серпентиниты по ним, б - парамагматические гипербазиты, в - ортомагматические базиты.



40%. Как показывают полученные данные, для ортомагматических гипербазитов из плутонов Монголии отношения средних содержаний бария и стронция близки к 1 (рис. 4), что, как полагает Б.Г. Лутц /30/, соответствует его значениям в мантийных породах. Отметим, что в ультраосновных породах Украинского щита отношения содержаний бария и стронция также близки к единице /14, 39/.

По сравнению с ортомагматическими гипербазитами ортомагматические базиты заметно богаче щелочно-земельными элементами, причем одновремен-

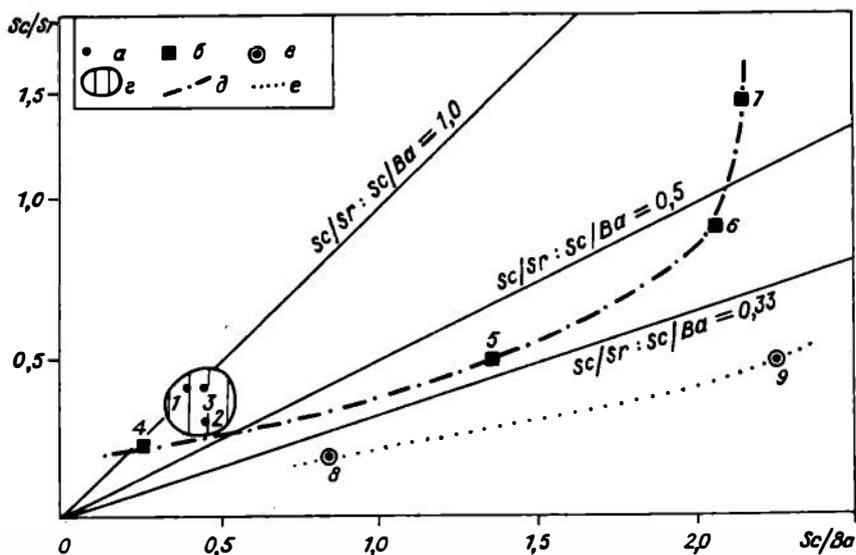


Рис. 5. Ковариации Sc/Sr и Sc/Ba в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии.

а - ортомагматические гипербазиты (1 - дуниты, 2 - гарцбургиты, 3 - лерцолиты); б - парамагматические гипербазиты (4 - ортопироксениты, 5 - верлиты, 6 - вебстериты, 7 - клинопироксениты); в - ортомагматические базиты (8 - габбро, 9 - габбронориты); г - поле фигуративных точек ортомагматических гипербазитов; д - тренд парамагматических гипербазитов; е - тренд ортомагматических базитов.

но в них возрастает роль стронция. Поэтому ортомагматические базиты имеют гораздо более низкие значения отношения  $Ba/Sr$ : в габброноритах – 0,23, в габбро – 0,24. Эти геохимические отличия ортомагматических гипербазитов и ортомагматических базитов согласуются с представлением о генетической автономии этих двух групп пород полигенных базит–гипербазитовых плутонов. Существенные геохимические различия петрогенетических групп пород на примере плутонов Монголии подтверждаются и параметрами  $Sc/Sr$  и  $Sc/Ba$  (рис. 5). Отмеченные различия пород в отношении распределения щелочно–земельных элементов обусловлены прежде всего различным содержанием в них орто– и клинопироксенов, а также плагиоклазов, которые наряду с роговыми обманками и апатитом являются важнейшими концентраторами этих примесей [11].

Из числа редких элементов в породах полигенных базит–гипербазитовых плутонов Монголии были исследованы цирконий, скандий и бор [32].

**Цирконий.** Все породы исследованных полигенных базит–гипербазитовых плутонов Монголии бедны этим элементом (средние содержания 22–51 г/т). Относительно повышенными концентрациями отличаются парамагматические гипербазиты, особенно клинопироксениты (51 г/т), а также габбро (36 г/т). Эти оценки согласуются со средними данными, полученными для гипербазитов и габброидов многих складчатых областей [34]. Известно, что важнейшими концентраторами циркония в гипербазитах являются пироксены, а также оливин и амфиболы. В габброидах, кроме того, элемент накапливается в аксессуарных – цирконе, сфене и магнетите. Как и во многих офиолитовых ассоциациях, в базит–гипербазитовых плутонах Монголии ортомагматические гипербазиты отличаются гораздо более низкими значениями параметра

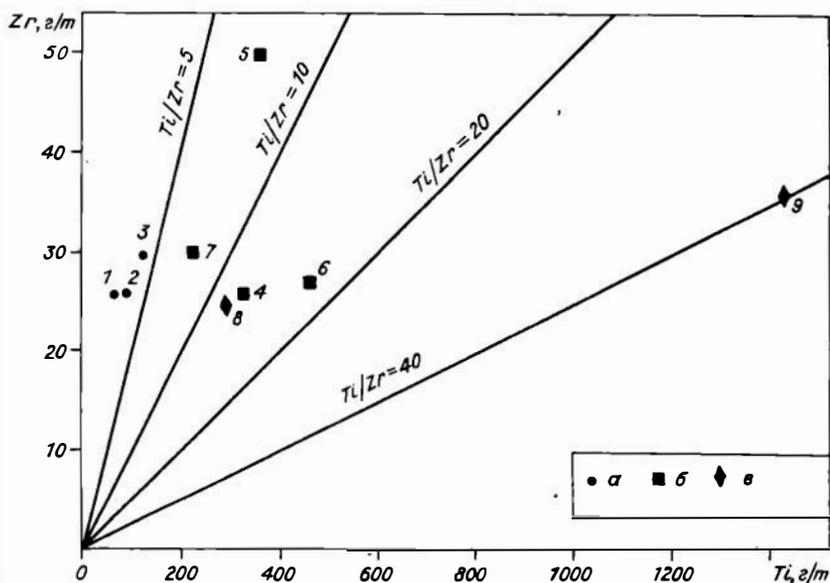


Рис. 6. Соотношение средних содержаний Zr и Ti в породах полигенных базит–гипербазитовых плутонов Монголии.

а – ортомагматические гипербазиты (1 – дуниты, 2 – гарцбургиты, 3 – лерцолиты); б – парамагматические гипербазиты (4 – верлиты, 5 – клинопироксениты, 6 – вебстериты, 7 – ортопироксениты); в – ортомагматические базиты (8 – габбронориты, 9 – габбро).

Ti/Zr (2,2–3,9) по сравнению с парамагматическими гипербазитами (7,4–16,1) и ортомагматическими базитами (габбронориты – 11,6; габбро – 41,2) (рис. 6).

Во всех породах содержания скандия низки, причем ортомагматические гипербазиты в несколько раз беднее этим элементом (7–12 г/т) по сравнению с ортомагматическими базитами (габбронориты – 38 г/т, габбро – 57 г/т) и парамагматическими гипербазитами (клинопироксениты – 60 г/т). Эти оценки согласуются с данными Д. Фишера и др. /43/, согласно которым дуниты существенно беднее скандием (1,6 г/т), чем пироксениты (15–90 г/т). Л.Ф. Борисенко /5/ показал, что помимо клинопироксена, который является главным концентратором скандия, этот элемент накапливается в роговой обманке и магнетите, а оливин и ортопироксен им очень бедны.

Важное значение для геохимической характеристики пород исследованных плутонов имеет параметр  $Zr/Sc$ , значения которого в ортомагматических гипербазитах существенно больше (2,8–3,7) по сравнению с бедными ортопироксеном парамагматическими гипербазитами и ортомагматическими базитами (0,6–0,9).

Бор. В изучавшихся породах из полигенных плутонов Монголии средние содержания этого элемента колеблются в интервале 18–113 г/т, что существенно выше его кларковых содержаний для ультраосновных (1 г/т) и основных (5 г/т) пород /9/. Характерно, что самые высокие концентрации бора фиксируются в серпентинизированных разностях ортомагматических гипербазитов, особенно в серпентинитах. Аналогичные данные получены А.Ф. Горбовым /13/, согласно которым среднее содержание бора в серпентинитах составило 90 г/т. Это позволяет предположить, что повышение концентрации бора в серпентинизированных гипербазитах обусловлено его заимствованием из флюидов или морской воды в процессе гидратации пород.

Рассмотренные выше закономерности в распределении элементов группы железа, а также щелочно-земельных и редких элементов в разных по составу и генезису породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии подтверждаются материалами по геохимии подобных плутонов, расположенных в пределах Анадырско-Корякской складчатой системы /2/, а также по Чайскому плутону в Северном Прибайкалье /21/ и Златогорскому плутону в Северном Казахстане. Для получения более полной информации о закономерностях в распределении элементов группы железа, щелочно-земельных и редких элементов по каждой из главных разновидностей пород полигенных базит-гипербазитовых плутонов было обобщено более 2000 анализов, в которые помимо материалов автора и его соавторов включены значительные по объему опубликованные данные по плутонам Кавказа /6, 30/, Восточного Саяна /11, 38/, Тувы /33/, Украинского щита /39, 40/, Урала /19, 30, 36/, Корякии и Камчатки /7, 30/, Узбекистана /4/, Папуа – Новой Гвинеи и Ньюфаундленда /30/, Югославии /31/ и некоторых других регионов. Рассчитанные по ним с учетом количеств анализов для каждой породы средневзвешенные оценки приведены в табл. 1.

Можно видеть, что в ортомагматических гипербазитах накапливаются главным образом тугоплавкие примесные элементы (хром, никель, кобальт и др.), а парамагматические гипербазиты ими несколько обеднены. При этом в серпентинизированных разностях ортомагматических гипербазитов отмечается разубоживание лишь кобальтом. Легкоплавкими примесями (титан, ванадий, медь, отчасти марганец), а также щелочно-земельными и редкими элементами ортомагматические гипербазиты заметно обеднены. Характерно накопление марганца в парамагматических гипербазитах – берлитах, клинопироксенитах, зибстеритах. Наблюдается его накопление и в лерцолитах. Легкоплав-

Таблица 1. Средние содержания элементов-примесей в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов, г/т

Породы	Cr	Ni	Co	Ti	Mn	V	Cu	Sc	Zr	Ba	Sr	B	n
<u>Ортомагматические гипербазиты</u>													
Дуниты	2700	2511	170	166	796	28	21	3	4	8	9	19	506
Гарцбургиты	1760	1937	123	94	1256	26	22	5	7	32	17	31	381
Лерцолиты	1922	1646	113	262	2372	41	32	7	6	27	17	113	195
Серпентиниты	2724	1757	108	122	899	31	22	5	11	28	27	32	388
<u>Парамагматические гипербазиты</u>													
Верлиты	2114	1336	119	508	2543	75	47	21	11	27	36	39	58
Клинопироксениты	2080	786	122	721	2382	242	95	44	108	24	39	18	68
Вебстериты	2197	886	90	1299	2177	162	27	39	31	20	44	14	63
Ортопироксениты	1469	705	107	1043	1500	87	20	33	30	32	35	40	65
<u>Ортомагматические базиты</u>													
Габбронориты	832	534	45	713	1263	151	89	43	26	118	222	17	93
Габбро	327	184	47	2081	1406	217	74	32	32	124	475	21	245

Примечание. Приведенные средние содержания элементов представляют собой средневзвешенные оценки, при расчете которых были учтены количества анализов по каждому объекту. n – количество анализов.

кие примеси сосредоточены преимущественно в ортомагматических базитах – габброноритах и габбро. В последних особенно интенсивно накапливаются титан, барий, стронций. Расчеты средних содержаний ряда важнейших примесных элементов показывают, что ортомагматические гипербазиты и ортомагматические базиты значительно отличаются по геохимическим характеристикам. Таким образом, устанавливается дискретность этих групп пород по их вещественному составу. Что касается парамагматических гипербазитов, то они обычно занимают промежуточное положение в отношении содержаний указанных примесей, хотя некоторые из рассмотренных выше примесных элементов имеют тенденцию к накоплению в этих породах.

Рассмотрим далее особенности геохимии пород полигенных базит–гипербазитовых плутонов на основании данных о распределении в них благородных металлов. В комплексных геохимических исследованиях базит–гипербазитовых ассоциаций изучение закономерностей распределения благородных металлов играет все возрастающую роль, позволяя выявить ряд не известных ранее особенностей их вещественного состава. В последние годы материалы по распределению благородных металлов были нами получены разными методами для пород и руд целой серии полигенных базит–гипербазитовых плутонов. При этом наибольшее количество анализов выполнено по плутонам Монголии, в породах которых с помощью атомно–абсорбционного метода были определены содержания платины, палладия, рутения, родия и золота /28/.

Платина. В большей части разновидностей пород содержания ее колеблются в пределах 8–18 мг/т, что заметно ниже кларковых содержаний. Наиболее высокие средние содержания элемента установлены в дунитах, несколько ниже они в лерцолитах, гарцбургитах, верлитах, вебстеритах и серпентинитах. Рудные хромиты из плутонов Монголии в целом бедны платиной, хотя в единичной их пробе из Наранского плутона установлено относительно высокое содержание элемента – 58 мг/т. В этом плутоне, по которому было получено наибольшее количество данных по геохимии благородных металлов, обогащенными платиной оказались вебстериты из контактовой переходной зоны, а ортомагматические базиты в 2–3 раза беднее ею по сравнению с ортомагматическими гипербазитами /22/.

Палладий содержится в ультраосновных породах в количествах, заметно уступающих его кларку. Средние содержания элемента уменьшаются в ряду лерцолит – дунит – вебстерит – верлит – серпентинит – гарцбургит. Лишь в одной из проб гарцбургитов было установлено сравнительно высокое содержание палладия – 190 мг/т. Отношение содержаний платины и палладия в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах обычно превышает единицу, в то время как в дунитах, лерцолитах и вебстеритах оно, как правило, не достигает этой величины. В рудных хромитах содержания палладия и платины примерно равны, а ортомагматические базиты содержат больше палладия, чем платины.

Рутений в повышенных количествах обнаружен в рудных хромитах и дунитах. Габбронориты и эффузивные диабазы (по отдельным пробам) также несколько обогащены им. Сравнительно мало рутения обнаружено в гарцбургитах, лерцолитах, серпентинитах и особенно в верлитах. В Наранском плутоне отмечено некоторое повышение содержаний рутения в парамагматических породах контактовой переходной зоны, сложенной в значительной мере вебстеритами. Как показал расчет, в этих породах содержание рутения возрастает пропорционально обеднению их кремнием.

Родий. Все исследованные породы бедны этим элементом. Его содержание всегда меньше, чем содержания платины, палладия и рутения. Несколько

обогащены родием рудные хромиты, в одной из проб которых концентрация элемента достигает 26 мг/т.

Золото в изученных ортомагматических гипербазах присутствует в близкларковых концентрациях. В парамагматических гипербазах его содержания превышают кларк ультраосновных пород, причем наиболее богатыми этим элементом оказались пробы верлитов. Вебстериты заметно беднее золотом, чем другие парамагматические гипербазиты; в них установлена положительная корреляция его содержания с содержанием титана и трехвалентного железа. Повышенные средние содержания золота установлены в габброноритах и вмещающих эффузивных диабазах. В некоторых плутонах Монголии, например в Алтанхудукском, аномально высокие содержания золота обнаружены в амфиболизированных габбро (100 мг/т), что, очевидно, связано с его накоплением в процессе постмагматических изменений этих пород. Все изученные габброиды имеют более низкие значения параметра  $Pt/Au$  по сравнению с гипербазами, особенно с дунитами и лецолитами.

На примере пород из Наранского плутона установлено, что в суммарном выражении наибольшие количества благородных металлов сосредоточены в дунитах, лецолитах, вебстеритах и габброноритах, хотя относительная доля каждого из элементов в породах неодинакова. Так, в вебстеритах наибольший вклад в сумму платиноидов вносят платина, палладий и рутений, в гарибургитах – рутений, платина и золото, в лецолитах – платина и палладий, в серпентинитах – рутений, в рудных хромитах – золото и рутений и, наконец, в габброидах – золото, палладий и рутений. Ниже приведены наиболее важные данные о распределении благородных металлов в породах полигенных плутонов некоторых других регионов, исследованных нами.

В плутонах Анадырско–Корякской складчатой системы наиболее высокие концентрации платины были обнаружены в рудных хромитах /2/. Существенно меньше ее в ортомагматических гипербазах и серпентинитах, но особенно бедны ею пироксениты. Количество палладия в рудных хромитах почти на порядок меньше, чем платины, а в дунитах, гарибургитах и особенно в пироксенитах – заметно больше. Золото присутствует в наибольших концентрациях в рудных хромитах; в дунитах и гарибургитах содержания его понижены. Во всех породах плутонов этого региона содержания золота меньше, чем платины.

В Чайском плутоне (Северное Прибайкалье) платина в повышенных концентрациях обнаружена в клинопироксенитах и других парамагматических гипербазах, особенно тех, которые содержат сульфидную медно–никелевую минерализацию /21/. Максимальное ее количество (240 мг/т) установлено в одной из проб плагиолецолита, содержащего богатое медно–никелевое оруденение. В большинстве проанализированных проб из этого плутона палладия меньше, чем платины, а наиболее высокое – 150 мг/т – содержание родия выявлено в единичной пробе оливинового габбро. Золото в большинстве образцов из этого плутона присутствует в кларковых количествах, и лишь в единичной пробе дунита его содержание резко повышено – 600 мг/т. Значительная неравномерность распределения золота в Чайском плутоне, очевидно, обусловлена его перераспределением в процессе формирования медно–никелевой минерализации.

В Южно–Шмидтовском и Березовском плутонах (о. Сахалин) распределение благородных металлов изучалось главным образом в рудных хромитах /25, 35/. Платина и палладий присутствуют в них в очень малых и приблизительно равных количествах; еще меньше они содержат родия, в то время как рутений дает несколько повышенные концентрации. В хромитах и различных типах гипербазитов этих плутонов содержание золота колеблется в пределах

4–10 мг/т, а отношение Pt/Au близко к 1. Иридий в хромитах из Березовского плутона, судя по единичным определениям, присутствует в достаточно высоких концентрациях.

В породах Кувалорогского и Юрчикского плутонов (Камчатка) количества платины и палладия не превышают кларковых концентраций, причем в образцах из Юрчикского плутона в целом содержания элементов несколько выше. Укажем также, что в парамагматических гипербазитах из этих плутонов, представленных кортландитами и горнблендитами, образовавшимися при амфиболитизации верлитов и клинопироксенитов, зафиксированы повышенные содержания золота.

Судя по полученным нами немногочисленным определениям для гипербазитов и базитов Златогорского плутона (Казахстан), здесь также присутствуют кларковые количества платины, палладия, родия и золота. Лишь в единичной пробе ультраосновной породы концентрация последнего достигла 120 мг/т.

При изучении геохимии пород Сарталинского плутона, расположенного в Киргизии /26/, обнаружены повышенные концентрации палладия и платины в клинопироксенитах, развитых вдоль контактов ортомагматических гипербазитов с прорывающим их габброидным интрузивом. В породах более позднего силла пикритоидов обнаружены несколько повышенные количества золота.

Породы Гишунского базит–гипербазитового плутона (Таджикистан) в целом бедны благородными металлами /27/. Лишь в отдельных пробах гипербазитов отмечены несколько повышенные количества платины (19–21 мг/т) и палладия (52 мг/т). Гораздо более высокие концентрации палладия (> 600 мг/т) обнаружены в обогащенных сульфидами парамагматических гипербазитах, залегающих в виде ксенолитов среди габброидов.

Обобщая имеющуюся информацию о распределении благородных металлов, следует подчеркнуть, что во всех изученных породах полигенных плутонов они распределены очень неравномерно. Выявлено, что платина и палладий преимущественно концентрируются в парамагматических гипербазитах, в том числе пироксенитах, особенно тех, которые содержат сульфидную медно–никелевую минерализацию. Ортомагматические базиты, а также парамагматические базиты типа Б (габбро–диориты, диориты) часто концентрируют в себе золото. В отличие от различных пород полигенных плутонов представленные в некоторых из них массивные хромитовые руды обычно содержат повышенные концентрации тугоплавких платиноидов.

Сопоставление полученных данных о распределении благородных металлов в изученных базит–гипербазитовых плутонах с данными по их распределению в углистых хондритах показывает, что ортомагматические гипербазиты в этом отношении существенно не отличаются от хондритов (рис. 7). На этом рисунке обращают на себя внимание обеднение лерцолитов платиной и, наоборот, обогащение ею и золотом серпентинитов в сравнении с хондритом. Кроме того, обнаружена тенденция преобладания рутения над родиём в гарцбургитах и серпентинитах. Примечательно, что такие генетически разнородные образования, как верлиты, вебстериты, кортландиты, хромитовые руды, сульфидные медно–никелевые руды, габбронориты и габбро и, наконец, диориты характеризуются примерно одинаковыми соотношениями содержаний платины и палладия.

Перейдем далее к изложению полученных данных о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах полигенных базит–гипербазитовых плутонов. Как известно, эти элементы играют все возрастающую роль в геохимических исследованиях магматических пород, в том числе гипербазитов и габброидов /3/. Однако из-за трудоемкости анализа закономерности распределения РЗЭ в этих породах изучены пока еще недостаточно.

Таблица 2. Содержания редкоземельных элементов в породах некоторых

Компонент	Дуниты		Гарцбургиты	
	1	2	3	4
	316а	2137	2206	233а
La	1,650	0,738	5,627	4,280
Ce	3,390	1,432	9,060	6,370
Pr	0,510	0,168	1,018	1,000
Nd	2,490	0,920	2,237	6,720
Sm	0,101	0,056	0,284	0,280
Eu	0,038	0,0021	0,106	0,420
Gd	0,120	0,048	0,930	0,360
Tb	0,021	0,014	0,200	0,084
Dy	0,230	0,091	1,010	1,130
Ho	0,057	0,072	0,230	0,270
Er	0,410	0,207	0,730	0,930
Tm	0,033	0,039	0,122	0,043
Yb	1,330	0,033	1,490	0,260
Lu	0,164	0,054	0,350	0,055
Сумма...	10,510	4,171	23,394	22,202
$\Sigma Ce$	8,040	3,258	17,942	18,370
$\Sigma Eu$	0,5328	0,2831	2,760	2,544
$\Sigma Yb$	1,937	0,630	2,692	1,288
$\Sigma Ce, \%$	76,5	78,1	76,7	82,7
$\Sigma Eu, \%$	5,1	6,8	11,8	11,5
$\Sigma Yb, \%$	18,4	15,1	11,5	5,8
La/Yb	1,2406	2,2364	3,7775	16,4615
La/Sm	16,3366	13,1786	19,8134	15,2857
Eu/Eu*	0,0344	0,0403	0,1746	1,3225

полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии, г/т

Лерцолиты				
5	6	7	8	9
7056	727в	266	267г	2022а
0,600	0,540	0,120	0,560	1,610
0,440	1,290	0,267	0,875	5,110
0,096	0,168	0,032	0,158	0,680
0,740	0,770	0,150	0,280	4,030
0,315	0,300	0,041	0,230	0,150
0,113	0,103	0,046	0,091	0,027
0,510	0,456	0,069	0,290	0,180
0,107	0,092	0,017	0,115	0,022
0,740	0,580	0,107	0,703	0,110
0,120	0,120	0,032	0,092	0,072
0,320	0,498	0,100	0,220	0,160
0,049	0,083	0,018	0,0325	0,027
0,540	0,639	0,132	0,760	0,380
0,096	0,076	0,023	0,130	0,058
4,786	5,715	1,154	4,5365	12,616
1,786	2,768	0,569	1,837	11,430
1,905	1,651	0,312	1,521	0,561
1,005	1,296	0,273	1,1425	0,625
39,2	48,4	49,3	41,3	90,6
39,8	28,9	27,0	33,5	4,4
21,0	22,7	23,7	25,2	5,0
1,1111	0,8451	0,9091	0,7368	4,2368
1,9048	1,8000	2,9268	2,4348	10,7333
0,2739	0,2725	0,8364	0,3500	0,1636

Продолжение табл. 2

Компо- нент	Серпентиниты				Вебстериты	
	10	11	12	13	14	15
	2221-2	2221-22a	250a	296a	2221-15	2221-18
La	1,570	1,760	0,820	0,150	1,780	2,820
Ce	8,270	4,150	2,140	0,620	4,340	6,850
Pr	0,940	0,568	0,320	0,038	0,610	0,590
Nd	4,960	4,000	1,470	0,250	22,920	3,500
Sm	0,088	0,170	0,260	0,032	0,290	0,160
Eu	0,0375	0,062	0,058	0,0075	0,630	0,086
Gd	0,098	0,195	0,140	0,040	0,280	0,320
Tb	0,041	0,015	0,015	0,0048	0,051	0,050
Dy	0,300	0,042	0,120	0,046	0,330	0,320
Ho	0,0061	0,009	0,024	0,0113	0,100	0,071
Er	0,018	0,025	0,074	0,036	0,290	0,192
Tm	0,0064	0,0044	0,012	0,0038	0,096	0,032
Yb	0,010	0,074	0,076	0,033	0,570	0,165
Lu	0,0013	0,011	0,0106	0,0063	0,100	0,0312
Сум- ма...	16,3463	11,0854	5,540	1,279	32,387	15,187
$\Sigma$ Ce	15,740	10,478	4,750	1,058	29,650	13,760
$\Sigma$ Eu	0,5706	0,493	0,617	0,142	1,681	1,007
$\Sigma$ Yb	0,0357	0,114	0,173	0,079	1,056	0,420
$\Sigma$ Ce, %	96,3	94,5	85,8	82,7	91,5	90,6
$\Sigma$ Eu, %	3,5	4,5	11,1	11,1	5,2	6,6
$\Sigma$ Yb, %	0,2	1,0	3,1	6,2	3,3	2,8
La/Yb	157,000	23,784	10,789	5,545	3,123	17,091
La/Sm	17,8409	10,353	3,154	4,687	6,138	17,625
Eu/Eu*	0,4232	0,339	0,290	0,208	2,210	0,358

Вебстериты			Ортопироксениты		Клинопироксениты
16	17	18	19	20	21
706а	706в	732Г	2134	308	1590-10
1,870	1,730	2,910	0,750	2,420	5,010
5,280	5,060	6,560	1,850	5,700	5,300
0,380	0,320	0,590	0,250	0,260	0,580
2,670	2,580	3,500	1,110	1,030	3,510
0,158	0,180	0,156	0,350	0,210	0,570
0,270	0,330	0,102	0,067	0,385	0,091
0,370	0,380	0,350	0,510	0,360	0,630
0,052	0,052	0,048	0,096	0,330	0,100
0,370	0,370	0,380	0,670	2,030	0,640
0,070	0,070	0,068	0,130	0,560	0,140
0,160	0,150	0,190	0,410	1,230	0,401
0,022	0,021	0,033	0,065	0,046	0,060
0,125	0,120	0,150	0,420	0,240	0,440
0,026	0,025	0,030	0,063	0,059	0,031
11,823	11,388	15,067	6,741	14,86	17,503
10,200	9,690	13,560	3,960	9,410	14,400
1,290	1,382	1,104	1,823	3,875	2,171
0,333	0,316	0,403	0,958	1,575	0,932
86,3	85,1	90,0	58,8	63,3	82,3
10,9	12,1	7,3	27,0	26,1	12,4
2,8	2,8	2,7	14,2	10,6	5,3
14,960	14,417	19,400	1,786	10,08	11,39
11,835	9,611	18,650	2,143	11,520	8,789
1,023	1,179	0,403	0,156	1,351	0,152

Окончание табл. 2

Компонент	Габбронориты		Габбро	
	22	23	24	25
	2221-13	2221-16	1514-1	1544
La	11,910	1,520	1,200	0,710
Ce	19,220	3,290	3,310	2,110
Pr	3,100	0,510	0,450	0,320
Nd	14,290	2,540	2,830	4,020
Sm	3,567	0,150	1,210	0,900
Eu	2,290	0,370	1,810	0,440
Gd	4,050	0,180	2,000	1,230
Tb	0,550	0,043	0,370	0,250
Dy	3,050	0,290	2,820	1,670
Ho	0,210	0,110	0,530	0,400
Er	0,600	0,320	2,010	1,170
Tm	0,077	0,063	0,230	0,130
Yb	0,490	0,990	1,820	1,150
Lu	0,092	0,044	0,320	0,140
Сумма...	63,496	10,419	19,910	12,950
$\Sigma Ce$	48,520	7,860	7,790	5,470
$\Sigma Eu$	13,717	1,143	7,740	4,890
$\Sigma Yb$	1,259	1,416	4,380	2,590
$\Sigma Ce, \%$	76,4	75,4	39,1	42,2
$\Sigma Eu, \%$	21,6	11,0	38,9	37,8
$\Sigma Yb, \%$	2,0	13,6	22,0	20,0
La/Yb	24,31	1,535	0,659	0,6174
La/Sm	3,339	10,133	0,992	0,7889
Eu/Eu*	0,601	2,242	0,505	0,4132

Примечание. Образцы отобраны из плутонов: Наранского (1, 5, 6, 10, 11, 14-18, 21-23, 26-28), Тайширинского (7, 8, 12, 20), Алагуль-ского (2, 9, 19), Хутульского (3, 4) и Ихэдуланского (24, 25). 29 - средние содержания РЗЭ в углистом хондрите C1 /42/.  $\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$ ;  $\Sigma Eu = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho$ ;  $\Sigma Yb = Er + Tm + Yb + Lu$ .

Габбро кварц-содержащее	Диабаз	Плагиограниты	Хондрит
26	27	28	29
2221-31	2221-36	2221-43	C1
2,890	20,720	14,350	0,2446
9,000	30,520	27,960	0,6379
0,640	3,520	1,880	0,09637
8,460	10,400	10,400	0,4738
0,705	2,110	1,750	0,1540
0,690	0,880	0,555	0,05802
0,690	2,430	2,040	0,2043
0,120	0,360	0,420	0,03745
0,850	3,040	2,080	0,2541
0,147	1,020	0,480	0,0567
0,590	2,500	1,770	0,1660
0,074	0,350	0,051	0,02561
1,000	1,435	0,870	0,1651
0,090	0,154	0,063	0,02539
21,506	77,500	64,670	2,59934
16,550	63,220	54,590	1,45267
3,202	9,840	7,325	0,76457
1,754	4,439	2,754	0,38210
76,9	81,6	84,4	55,9
14,9	12,7	11,3	29,4
8,2	5,7	4,3	14,7
2,8900	14,4390	16,4943	1,4815
4,0990	9,8199	8,2000	1,5883
0,9893	0,3877	0,2929	1,0000

$Eu^* = (Sm + Gd) / 2$  (рассчитано по нормированным содержаниям Sm и Gd).  
Анализы выполнены по образцам из коллекций Г.В. Пинуса (1, 3-9, 12, 13, 16-18, 20) и Ф.П. Леснова (2, 10, 11, 14, 15, 19, 21-28). Анализы выполнены Ю.А. Еркушовым нейтронно-активационным методом с радиохимическим выделением и разделением, а также предварительным концентрированием РЗЭ /15/.

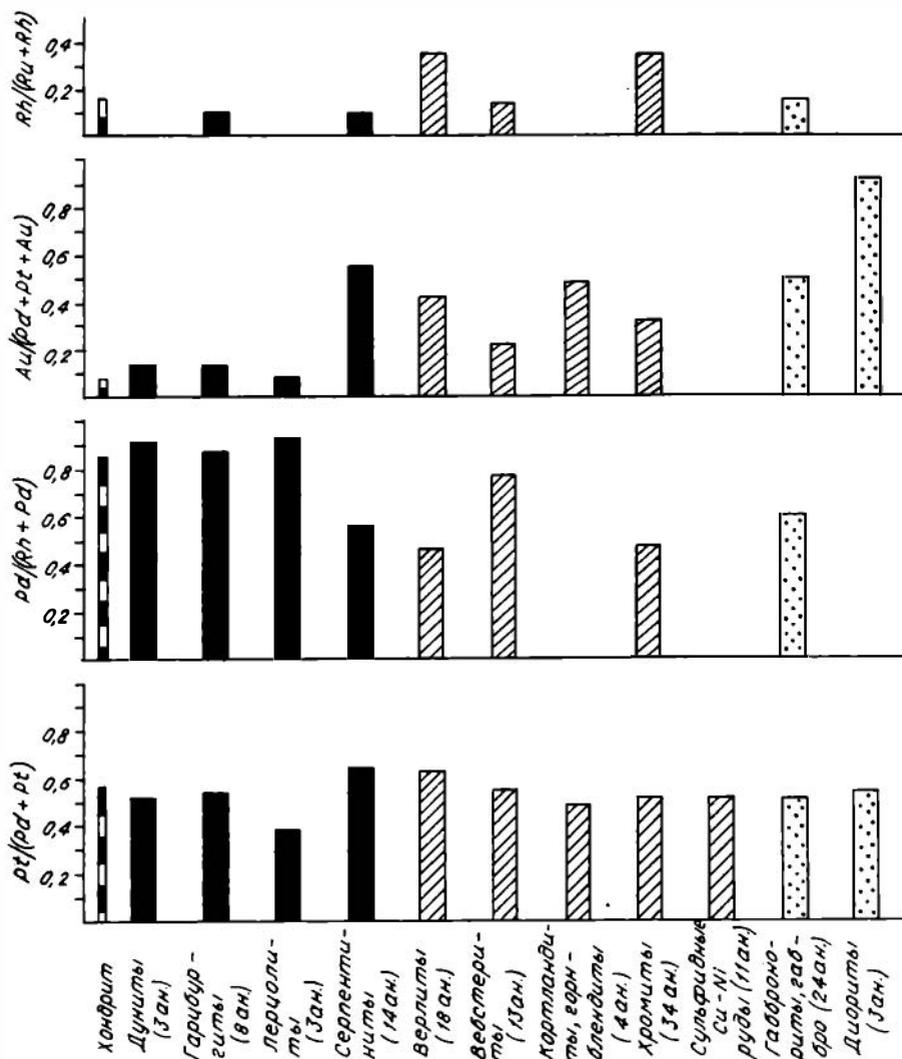


Рис. 7. Соотношение средних содержаний благородных металлов в породах и рудных хромитах некоторых полигенных базит-гипербазитовых плутонов. Для сравнения показаны те же соотношения в хондритах /44/.

В последнее время впервые было проведено изучение геохимии РЗЭ в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии, в том числе по образцам из наших коллекций /1, 15/. Основные результаты этих работ сведены в табл. 2.

В качестве наиболее общей характеристики распределения РЗЭ можно использовать их суммарное содержание в породах. Во всей изученной коллекции образцов (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, вебстериты, ортопироксениты, клинопироксениты, габбронориты, габбро, кварцсодержащие габбро, эффузивный диабаз, плагиогранит) суммарное содержание РЗЭ колеблется в интервале 1,2-77 г/т. В подавляющем большинстве образцов ортомагматических гипербазитов оно не превышает 10 г/т, поднимаясь в единичных образцах (гарцбургиты из Хутульского плутона) до 23 г/т, что сущест-

венно выше, чем в хондрите – 2,6 г/т /42/. В серпентинитах не отмечено заметного разубоживания редкоземельными элементами, суммарное содержание которых в части из них достигает 16,3 г/т. Парамагматические гипербазиты имеют более высокие (до 32 г/т) концентрации РЗЭ по сравнению с ортомагматическими гипербазитами. Еще выше они в ортомагматических базитах (10–63 г/т), в эффузивном диабазе (77 г/т) и плагииграните (64 г/т). На графиках нормированных по хондриту содержаний РЗЭ ортомагматические гипербазиты характеризуются отчетливым европиевым минимумом, а ортомагматические базиты, наоборот, – резким максимумом этого элемента.

Важным дискриминационным признаком распределения РЗЭ в породах изученных плутонов может служить соотношение в них сумм легких, средних и тяжелых элементов соответственно цериевой, европиевой и иттербиевой групп (рис. 8). Сравнение показывает, что ортомагматические гипербазиты

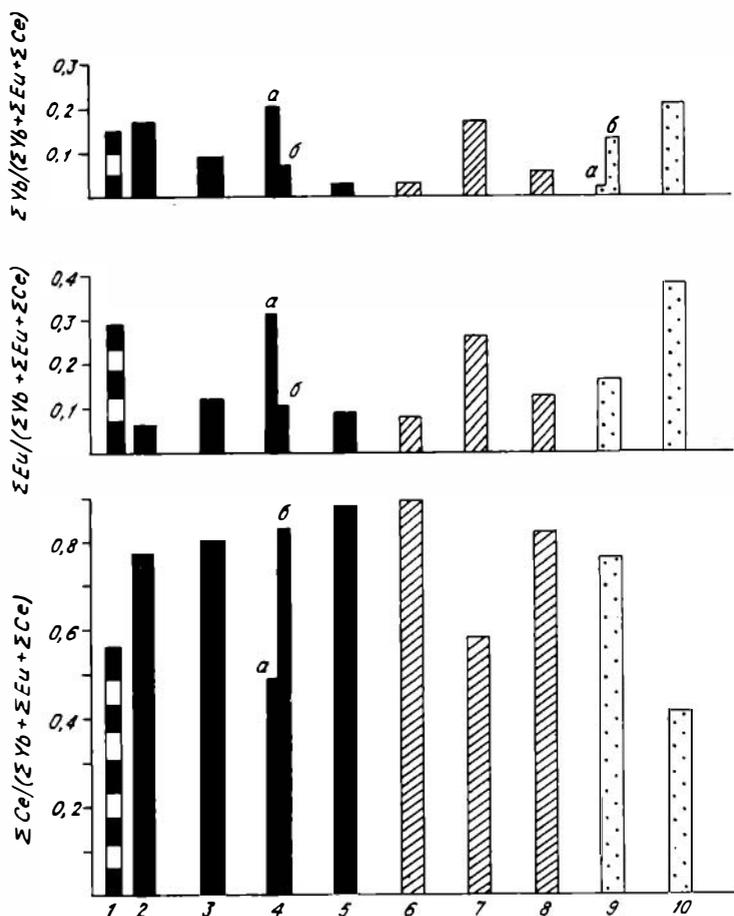


Рис. 8. Соотношение легких ( $\Sigma Ce = La + Ce + Pr + Nd$ ), средних ( $\Sigma Eu = Sm + Eu + Gd + Tb + Dy + Ho$ ) тяжелых ( $\Sigma Yb = Er + Tm + Yb + Lu$ ) редкоземельных элементов в породах полигенных базит-гипербазитовых плутонов Монголии и в хондритах.

1 – углистый хондрит /42/; 2 – дуниты; 3 – гарцбургиты; 4 – лерцолиты, бедные (а) и богатые (б) легкими РЗЭ; 5 – серпентиниты; 7 – ортопироксениты; 8 – клинопироксениты; 9 – габбронориты, богатые (а) и бедные (б) средними и тяжелыми РЗЭ; 10 – габбро.

и особенно образовавшиеся по ним серпентиниты обогащены элементами цериевой группы и, наоборот, обеднены элементами европиевой группы, а серпентиниты, кроме того, бедны тяжелыми РЗЭ. В дунитах, гарцбургитах и лерцолитах баланс легких, средних и тяжелых РЗЭ примерно отвечает их соотношениям в хондрите. Среди проанализированных образцов лерцолитов выделилась обособленная группа из Наранского и Тайширинского плутонов. В отличие от других образцов ортомагматических гипербазитов они оказались обогащенными средними и тяжелыми РЗЭ. Обогащение легкими в ущерб средним и тяжелым лантаноидам присуще многим изученным образцам парамагматических гипербазитов, особенно содержащим клинопироксен. В ортомагматических габбро по сравнению с хондритом доля легких РЗЭ несколько понижена, а средних и тяжелых – повышена.

Некоторые различия между орто- и парамагматическими гипербазитами выявились при корреляционном анализе содержаний РЗЭ. Так, на диаграммах, построенных по данным для образцов лерцолитов, отчетливо обособились три не связанные друг с другом корреляционными отношениями группы элементов, отвечающих легким, средним и тяжелым РЗЭ. В каждой из этих групп содержания почти всех элементов имеют друг с другом положительные корреляции, за исключением европия, содержания которого не обнаруживают статистически значимой корреляции ни с одним из элементов. В отличие от лерцолитов в вебстеритах по тому же принципу выделяется лишь одна группа – легкие РЗЭ; средние и тяжелые РЗЭ по корреляционным зависимостям в них разделить не удается.

Приведенные данные о распределении РЗЭ в породах изученных полигенных базит-гипербазитовых плутонов свидетельствуют о дискретности вещественного состава таких плутонов, что согласуется с моделью автономного образования слагающих их групп пород. К аналогичным выводам склоняет анализ и более обширной информации по распределению РЗЭ в породах сложных базит-гипербазитовых комплексов /18, 45/.

## Выводы

1. При изучении особенностей распределения примесных элементов в отдельных типах пород и петрогенетических группах пород полигенных базит-гипербазитовых плутонов выявлен ряд геохимических критериев, указывающих на дискретность вещественного состава таких плутонов и на генетическую автономно слагающих их пород, т.е. на сложную, многоэтапную историю формирования этих плутонических тел.

2. Индикаторные свойства элементов-примесей проявляются в существенных различиях их средних содержаний в разных типах пород и их автономных петрогенетических групп; в различиях значений отношений содержаний этих элементов, в особенности тугоплавких и легкоплавких примесей; в разной величине дисперсии содержаний примесей, а также неодинаковом характере корреляционных связей между элементами.

3. Наиболее показательными геохимическими индикаторами при выявлении дискретности вещественного состава пород могут служить значения таких коэффициентов, как  $Cr/V$ ,  $Cr/Ni$ ,  $Cr/Ti$ ,  $Ni/Co$ ,  $Mn/Ti$ ,  $Ni/Cu$ ,  $Ba/Sr$ ,  $La/Yb$ ,  $Pt/(Pt + Pd)$  и др.

4. Ортомагматические гипербазиты отличаются от пород других петрогенетических групп заметной обогащенностью тугоплавкими примесями и одновременно обедненностью легкоплавкими примесями, включая РЗЭ. Неизменные разности этих пород характеризуются незначительной дисперсией содержа-

ний всех примесей. Им свойственны повышенные значения отношения содержания бария и стронция, что указывает на кристаллизацию этих пород из расплавов, образовавшихся на больших глубинах. Специфичность состава ортомагматических гипербазитов устанавливается по относительно высоким значениям параметра  $(Sc/Sr):(Sc/Ba)$ , обычно близким к единице.

5. Ортомагматические базиты в отличие от ортомагматических гипербазитов бедны тугоплавкими примесями, но резко обогащены легкоплавкими примесями, в том числе РЗЭ. Этим породам свойственна положительная европиевая аномалия. Дисперсии содержаний примесных компонентов в них обычно невелики, что свидетельствует об относительной стабильности физико-химических условий выплавления и кристаллизации материнских магматических расплавов. Благодаря обогащенности стронцием и обедненности барием значения отношения  $Ba/Sr$  в этих породах существенно меньше, чем для ортомагматических гипербазитов. Судя по полученным геохимическим данным, выплавление расплавов, из которых кристаллизовались ортомагматические базиты, происходило на меньших глубинах мантии по сравнению с уровнем генерации расплавов, из которых кристаллизовались ортомагматические гипербазиты.

6. Парамагматические гипербазиты и парамагматические базиты по значениям геохимических индикаторов, в том числе по соотношениям содержаний тугоплавких и легкоплавких примесей, занимают промежуточное положение между ортомагматическими гипербазитами и ортомагматическими базитами. Все парамагматические породы характеризуются повышенной дисперсией содержаний примесных компонентов. В пределах контактовых переходных зон, слагаемых парамагматическими гипербазитами и базитами, наряду с участками пониженной концентрации примесей (хром, благородные металлы, никель, кобальт, медь, титан) расположены участки с аномально высокими их содержаниями вплоть до образования рудопроявлений. Зоны контактов гипербазитовых протрузий с прорывающими их интрузивами габброидов, особенно в телах, формировавшихся на значительных глубинах, следует рассматривать как участки для первоочередного изучения с целью оценки перспектив рудоносности полигенных базит-гипербазитовых плутонов.

#### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. – Новосибирск, 1985. – С. 86–98.
2. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы / Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. – 320.
3. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
4. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. – Ташкент: Фан, 1978. – 168 с.
5. Борисенко Л.Ф. О характере геохимических связей Sc, Mg, Fe и TR в эндогенных образованиях // Геохимия. – 1970. – № 7. – С. 779–787.
6. Борисенко Л.Ф., Лапин А.В., Бондаренко В.В. Общие закономерности в распределении редких и малых элементов в ультраосновных породах и некоторые вопросы генезиса ультрабазитов // Редкие элементы в формациях изверженных пород. – М., 1975. – С. 187–199.

7. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1979. – 195 с.
8. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Геохимическая характеристика офиолитов Алтае–Саянской складчатой области // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1982. – Вып. 1. – С. 3–25.
9. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
10. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро–пироксенитовой формации Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1975. – 201 с.
11. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1981. – 192 с.
12. Глазунов О.М., Мехоношин А.С., Захаров М.П. и др. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1985. – 200 с.
13. Горбов А.Ф. Геохимия бора. – М.: Наука, 1976. – 207 с.
14. Егоров О.С. Геохимия габброидов складчатых областей. – Киев: Наук. думка, 1977. – 179 с.
15. Еркушов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов в офиолитах Монголии по данным нейтронно–активационного анализа: Автореф. дис. ... канд. геол.–мин. наук. – Новосибирск, 1985. – 24 с.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан–Тайшинский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. – 1978. – № 1. – С. 19–42.
17. Кабанова Е.С., Кашинцев Г.Л. Ультрабазиты офиолитовых поясов Мира. – М.: ВИНТИ, 1981. – 88 с.
18. Колман Р.Г. Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
19. Лазыко Е.Е., Карташова Л.Ф., Королева Н.В. и др. Характер распределения элементов группы железа (Cr, Ni, Co, Ti, V) в ультрамафитах и габброидах Войкаро–Сыньинского массива (Полярный Урал) и значение его в решении вопросов формационной принадлежности и генезиса пород в офиолитовых сериях // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 259, № 4. – С. 942–946.
20. Лашин А.В. Редкие и мелкие элементы в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии // Редкие элементы в формациях изверженных пород. – М.: Наука, 1975. – С. 72–107.
21. Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро–перидотит–дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1972. – 228 с.
22. Леснов Ф.П. Наранский полигенный базит–гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1982. – Вып. 1. – С. 58–92.
23. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит–гипербазитовых плутонов складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1984. – № 2. – С. 71–78.
24. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит–гипербазитовых плутонов складчатых областей. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1986. – 136 с.
25. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит – родусит из альбититов Южно–Шмидтовского гипербазитового массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд–ние, 1976. – Т. 10. – С. 85–92.
26. Леснов Ф.П., Белоусов В.И., Агеева Л.И. и др. Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит–гипербазитового

- плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск, 1982. - Вып. 1. - С. 26-57.
27. Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р., Нарижнев В.В. Геология, петрография, геохимия Гишунского базит-гипербазитового плутона (Северный Памир) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск, 1982. - Вып. 1. - С. 95-122.
  28. Леснов Ф.П., Цимбалист В.Г. Распределение элементов платиновой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. - Новосибирск, 1983. - Вып. 2. - С. 66-71.
  29. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. - М.: Наука, 1975. - 168 с.
  30. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. - М.: Недра, 1980. - 248 с.
  31. Максимович З.В. Геохимия альпинотипных ультраосновных пород Югославии // 1-й Международный геохимический конгресс. - М., 1971. - Т. 1. - С. 415-441.
  32. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 250 с.
  33. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 216 с.
  34. Скосырева М.В., Солодов Н.А. Геохимия и минералогия циркония и гафния. - М.: ВИНТИ, 1983. - 210 с.
  35. Слодкевич В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - Т. 10. - С. 53-63.
  36. Соболев С.Ф. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали // Редкие элементы в формациях изверженных пород. - М.: Наука, 1975. - С. 5-37.
  37. Соболев С.Ф., Золотарев Б.П. Геохимия и петрология главных формационных типов ультраосновных и основных пород // Редкие элементы в формациях изверженных пород. - М.: Наука, 1975. - С. 200-228.
  38. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 142 с.
  39. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1979. - 226 с.
  40. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1984. - 232 с.
  41. Bonatti E., Honnorez J., Forrara C. Peridotite-gabbro-basalt simplex from the equatorial Mid-Atlantic ridge // Phil. Trans. of the Roy. Soc. of London, 1971. - Ser. A. - Vol. 268. - P. 385-402.
  42. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. - 1978. - Vol. 42, N 8. - P. 1199-1212.
  43. Fischer D.E., Joenson O., Bostrom K. Elemental abundances in ultramafic rocks and their relation to the upper mantle // J. Geoph. Res. - 1969. - Vol. 74, N 15. - P. 3865-3873.
  44. Naldrett A.J., Carby L.J. Ultramafic and related mafic rocks, their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel and PGE // Econ. geol. - 1976. - Vol. 71, N 7. - P. 1131-1158.

45. Pallister J.S., Knight R.G. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geoph. Res. - 1981. - Vol. 86, B. 4. - P. 2673-2697.
46. Serri C. The petrochemistry of the ophiolite gabbroic complexes: key for classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types // Earth and Planet. Sci. Let. - 1981. - Vol. 52, N 1. - P. 203-212.

А.Г. Мочалов, Г.Г. Дмитренко

#### МИНЕРАЛОГИЯ ПЛАТИНОИДОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

За последнее десятилетие в изучении проблемы платиноносности альпинотипных ультрамафитов достигнуты определенные успехи. Усилиями многих исследователей накоплен богатый фактический материал по вещественному составу россыпных и коренных проявлений платиноидов, что, в свою очередь, стимулирует развитие генетических представлений о происхождении альпинотипных ультрамафитов. Однако публикуемый материал по минералогии россыпных проявлений платиноидов часто не сопровождается описанием геологического строения районов распространения конкретных проявлений, что дает некоторый простор для произвольного трактования природы коренных источников /17, 24/. Наиболее показательны в этом отношении работы Н.С. Рудашевского с соавторами /18-21/, в них одно из редких россыпных проявлений платиноидов рутенплатосмиридового типа /14/ настойчиво выдается за коренную минерализацию дунитов альпинотипной дунит-перидотитовой формации, с которыми оно не имеет ни пространственной, ни генетической связи. С другой стороны, появляются работы, в которых особенности коренной минерализации альпинотипных ультрамафитов преподносятся в явно искаженном виде. Например, в статье В.В. Дистлера и др. /2/ область наиболее распространенных составов гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения нарисована, что называется, с потолка, причем в той части диаграммы, в которую не попадает практически ни один природный объект.

Все это препятствует формированию объективных представлений о вещественном составе платиноидной минерализации альпинотипных ультрамафитов, которые могли бы лечь в основу дальнейших генетических построений и металлогенетических обобщений. Поэтому в настоящее время очевидна необходимость подведения некоторых итогов по состоянию данной проблемы в отношении россыпных и коренных проявлений платиновых минералов.

#### Минералого-геохимические типы россыпных проявлений минералов платиноидов

Платиноносные россыпи служат одним из главных источников информации о химическом составе и видовом разнообразии минералов платиноидов. Минералогическая и генетическая информативность этого материала вкуче со статистическим его потенциалом огромна. Однако систематическое изучение вещественного состава россыпных проявлений стало возможным лишь с внедрением в практику минералогических исследований локальных методов химиче-

ского и рентгеноструктурного изучения вещества. Проведенные в этом направлении работы позволили не только конкретизировать намеченные ранее типы платиноносных россыпей (альпийский, аляскинский или нижнетагильский, алданский), но и дать им минералого-геохимическую нагрузку /11, 12/.

В основу предлагаемой систематики россыпных проявлений платиноидов положены количественные характеристики видового состава, кристалломорфологические особенности минеральных индивидов и агрегатов, химический состав типоморфных фаз. Основным полигоном для проведения подобного рода исследований явился дальневосточный регион, северо-западная часть тихоокеанского обрамления и прилегающие к нему районы, характеризующиеся, наряду с наличием здесь многочисленных россыпных проявлений платиновых минералов, широким разнообразием петрографического состава коренных источников. Систематизированный с учетом литературных данных материал показал, что все известные россыпные проявления платиноидов могут быть сгруппированы в четыре устойчивых типа: рутениридосминовый, рутенплатосмиритовый, иридисто-платиновый и сульфидно-платиновый. Следует заметить, что некоторые россыпные объекты имеют более сложный состав, обусловленный особенностями геологического строения коренных источников или пространственным совмещением нескольких промежуточных коллекторов.

Рутениридосминовый тип характеризуется преобладанием в видовом составе гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения (табл. 1). Второстепенны кубические твердые растворы на основе иридия, изоферроплатина и тетрагональные интерметаллиды платины с железом, медью и никелем. В ряде россыпных проявлений содержание собственно платиновых минералов достигает нескольких десятков процентов. Главные минералы представлены отдельными индивидами и агрегатами таблитчато-гексагонального габитуса. Кристаллические индивиды имеют отчетливо выраженный пинакоид, на некоторых из них проявлены грани гексагональной призмы и дипирамиды (рис. 1, а). В ряде случаев зерна гексагональных твердых растворов имеют бочковидный и шарообразный облик с выпуклой, нередко гофрированной поверхностью (рис. 1, б). Изоферроплатина находится, как правило, в син- и эпитаксиальных сростаниях с рутениридосмином (рис. 1, в, г) или образует самостоятельные комковидные выделения и зерна кубического габитуса. Остальные второстепенные и редкие минералы встречаются преимущественно в виде включений в изоферроплатине и реже в различных по составу гексагональных твердых растворах осмия, иридия и рутения.

Среди включений в минералах платиноидов установлены хромшпинелиды (табл. 2), энстатит, оливин (в том числе обогащенные никелем с содержанием NiO до 5-7 мас. %), хромшпинелид, хромистый тремолит, серпентин и хлорит. Нередко в трещинах и отрицательных полостях зерен наблюдаются агрегаты осадочного происхождения - сцементированные глинистым и карбонатным материалом обломки кварца, полевых шпатов, слюистых минералов.

Коренными источниками платиноносных россыпей рутениридосминового типа являются массивы альпинотипных ультрамафитов, генетическая связь с которыми определена не только пространственной приуроченностью шлиховых ореолов рутениридосминов к петрографически завершенным ассоциациям ультрамафитов, но и специально проведенным А.А. Ивановым /8/ изучением коренной минерализации на месте ряда россыпных проявлений Урала. Об этом же свидетельствует и состав хромшпинелидов-включений. Что касается вторичных образований осадочного происхождения, то это явный признак поступления россыпного материала из более древних промежуточных коллекторов.

Характерными примерами рутениридосминовой минерализации являются россыпные проявления Витватерсранда, Британской Колумбии, Тасмании, Папуа - Новой Гвинеи, о. Хоккайдо.

Таблица 1. Распространенность минералов платиновых элементов в минералого-геохимических типах россыпных проявлений

Вид, разновидность минерала	Химическая формула	Пространственная группа	Минералого-геохимический тип			
			Рутен-иридосминовый	Рутенплатосмиридовый	Иридиоплатиновый	Платиносульфидный
1	2	3	4	5	6	7
Осми́й самородный	Os	P6/mmc	+++	++	++	+
Иридо́смин	(Os, Ir)	P6/mmc	++++	+++	++	+
Т. п. Os, Ru	(Os, Ru)	P6/mmc	+	+		
Рутениридо́смин	(Os, Ir, Ru)	P6/mmc	++++	++++	+	+
Т. п. Os, Ir, Ru, Fe	(Os, Ir, Ru, Fe)	P6/mmc	+	+		
Руте́ний самородный	Ru	P6/mmc	+	+		
Т. п. Ru, Os	(Ru, Os)	P6/mmc	+	+		
Т. п. Ru, Ir	(Ru, Ir)	P6/mmc	++	+		
Т. п. Ru, Pt	(Ru, Pt)	P6/mmc	+	+		
Т. п. Ru, Ir, Os, Pt	(Ru, Ir, Os, Pt)	P6/mmc		++		
Т. п. Ru, Fe	(Ru, Fe)	P6/mmc	+	+		
Т. п. Ru, Ir, Os, Pt, Ni	(Ru, Ir, Os, Pt, Ni)	P6/mmc		+		
Т. п. Ru, Ir, Pt, Os, Cu	(Ru, Ir, Pt, Os, Cu)	P6/mmc		+		
Ири́дий самородный	Ir	Fm3m	++	+	+	+
Осми́рид	(Ir, Os)	Fm3m	+++	++	++	+
Т. п. Ir, Ru	(Ir, Ru)	Fm3m	+	+		
Т. п. Ir, Os, Ru	(Ir, Os, Ru)	Fm3m	+	+		
Т. п. Ir, Rh	(Ir, Rh)	Fm3m	+			
Т. п. Ir, Pt	(Ir, Pt)	Fm3m			+	
Т. п. Ir, Os, Pt	(Ir, Os, Pt)	Fm3m	++	++++	++	
Т. п. Ir, Os, Pt, Ru	(Ir, Os, Pt, Ru)	Fm3m	+	++	+	
Т. п. Ir, Ru, Pt, Fe	(Ir, Ru, Pt, Fe)	Fm3m	+			
Т. п. Ir, Pt, Ni	(Ir, Ni, Pt)	Fm3m	+			
Т. п. Ir, Pt, Fe, Ni	(Ir, Fe, Ni, Pt)	Fm3m	+			
Т. п. Pt, Ru, Ir, Os (шилоит)	(Pt, Ru, Ir, Os)	Fm3m	+	++++	+	
Т. п. Pt, Ru, Ir, Rh, Fe	(Pt, Ru, Fe, Ir, Rh)	Fm3m	+			
Т. п. Pt, Ir, Fe, Ni	(Pt, Ir, Fe, Ni)	Fm3m	+			
Плати́на самородная	Pt	Fm3m		+		++++
Изоферроплатина	Pt <sub>3</sub> Fe	Pm3m	++	+++	++++	++++

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7
Тетраферроплатина	PtFe	C4/mmm	++	++	+	
Ферроникельплатина	Pt <sub>2</sub> FeNi	C4/mmm	++	+		
Туламинит	Pt <sub>2</sub> FeCu	C4/mmm	++	++	++	
фаза Pt (Ni, Fe)			+			
Хонгшит	PtCu	C4/mmm	+	+	+	
фаза PtCu <sub>3</sub>			+			
Pt(Cu, Fe, Ni) <sub>3</sub>						+
Pt(Cu, Sn)						+
(Pt, Pd)(Bi, Sb)						+
Инсизваит	PtBi <sub>2</sub>	Pa3				+
фаза Pd(Cu, Zn)						+
Звягинцевит	Pd <sub>3</sub> Pb	P3				+
фаза (Pd, Rh) <sub>2</sub> NiTe <sub>2</sub>			+			
Pd <sub>4</sub> Ni <sub>4</sub> Te <sub>5</sub>			+			
Мертиит I ?	(Pd, Cu) <sub>5+x</sub> Sb <sub>2-x</sub>					+
Стиллустирит ?	Pd <sub>8</sub> (As, Sb) <sub>3</sub>	P3				+
Гуанглинит	Pd <sub>3</sub> As	Pомб.				+
Палладоарсенид ?	(Pd, Rh) <sub>2</sub> As	P2/m				+
фаза (Au, Pt)Cu						+
Ir <sub>2</sub> Os <sub>2</sub> As						+
Rh <sub>2</sub> As						+
Rh <sub>3</sub> As <sub>2</sub>				+		+
Черепановит	RhAs	Pnma		+		
фаза RhPdAs			+			+
RhNiAs				+		
Сперрилит	PtAs <sub>2</sub>	Pa3	+	++	++	++++
Эрликманит	OsS <sub>2</sub>	Pa3	++	++	++	
Лаурит	RuS <sub>2</sub>	Pa3	++	++	++	+

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7
Кашинит	$(\text{Ir}, \text{Rh})_2\text{S}_3$	Pbcn	+		++	+
Боуит	$(\text{Ph}, \text{Ir})_2\text{S}_3$	Pbcn			+	
фаза $\text{Rh}_{17}\text{S}_{15}$		Pm3m	+			
Куперит	PtS	$P4_2/mmc$		++	++	+++
Брэггит	$(\text{Pt}, \text{Pd})\text{S}$	$P4_2/m$				++
Купроиридсит	$\text{CuIr}_2\text{S}_4$	Fd3m	+	+	++	
Купродордит	$\text{CuRh}_2\text{S}_4$	Fd3m			++	
Маланит	$\text{CuPt}_2\text{S}_4$	Fd3m	+		++	
фаза (ферродордит) $\text{Ir}_5\text{PbS}_{10}$	$(\text{Fe}, \text{Cu})\text{Rh}_2\text{S}_4$	Fd3m			+	+
Инаглиит	$\text{Cu}_3\text{PbIr}_8\text{S}_{16}$	Гекс.			+	
Кондерит	$\text{Cu}_3\text{PbRh}_8\text{S}_{16}$	Гекс.			+	
фаза $(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Cu})_4\text{Ir}_2\text{S}_7$			+			
$(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})_4\text{Ir}_2\text{S}_7$					+	
$(\text{Ni}, \text{Fe}, \text{Cu})_4\text{Rh}_2\text{S}_7$			+			
$(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Cu})_4\text{Rh}_2\text{S}_7$					+	
Осарсит	OsAsS	Мон.	+			
Руарсит	RuAsS	Мон.	+			
Ирарсит	IrAsS	Pa3	++	++	++	+
Холлингвортит	RhAsS	Pa3	+	++	++	
Платарсит	$\text{Pt}(\text{As}, \text{S})$				+	
Толовкит	IrSbS	$P2_1$	+			
фаза (гидроосмирит)	$(\text{Ir}, \text{Os}, \text{Ru}, \text{Pt})\text{O}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Ромб.	++		+	
$(\text{Rh}, \text{Fe})\text{O}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$					+	
$(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Bi})\text{O}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$					+	
$(\text{PdO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O})$					+	
$(\text{Fe}, \text{Ir}, \text{Rh}, \text{Pt})\text{O}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$					+	

Примечание. Т. р. - твердый раствор; +++ - главные, ++ - второстепенные, + - единичные по распространенности минералы. Таблица составлена по данным авторов. В химических формулах твердых растворов указаны элементы с содержанием более 10 ат. %.

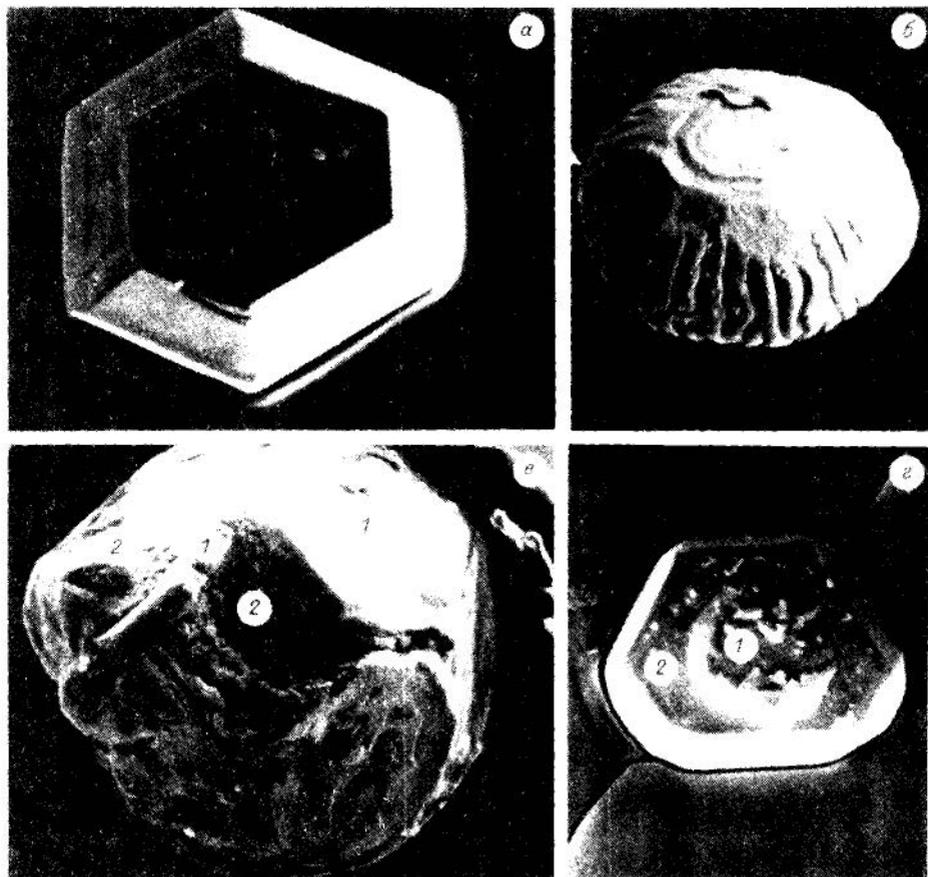


Рис. 1. Индивиды и агрегаты минералов платиноидов россыпных проявлений рутениридосминового типа,  $\times 120$ . Изображение в отраженных электронах (сканирующий микроскоп "Камебакс").

а, б – кристаллические образования рутениридосминов; в – синтаксиальные срастания рутениридосминов (1) с изоферроплатиной (2); г – эпитаксиальные нарастания изоферроплатины (1) на пинакоиде рутениридосмина (2).

Россыпные проявления рутенплатосмиридового типа обнаружены в четвертичных отложениях одного из районов Коряжского нагорья /14/ и не имеют пока аналогов в других регионах. Зерна платиновых минералов представляют собой преимущественно агрегаты–срастания нескольких индивидов рутениридосмина и многокомпонентных кубических твердых растворов иридия, платины, рутения и осмия. Характерной особенностью этой минерализации является многофазная структура зерен, широкий диапазон химического состава главных минералов и многообразие структурных взаимоотношений между различными фазами. Мономинеральные таблитчатые зерна гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения встречаются эпизодически.

Петрографический состав коренных источников россыпных проявлений проблематичен. Пространственно они связаны с ультраосновными эффузивами и метаморфизованными ультрамафитами габбро–пироксенит–дунитовой формации. Однако состав хромшпинелидов – включений (см. табл. 2) отличен от аксессуарных и шпировых выделений хромита этих пород. Среди других вклю-

Таблица 2. Средние составы хромшпинелидов-включений в минералах платиноидов различных минералого-геохимических типов россыпных проявлений

Окисел	Минералого-геохимический тип									
	Рутениридосминовый				Рутенплатосмири- довый	Иридисто-платиновый				
	1		2			1		2		
	$\bar{X}(33)$	S	$\bar{X}(29)$	S	$\bar{X}(40)$	S	$\bar{X}(114)$	S	$\bar{X}(162)$	S
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,07	0,09	0,08	0,11	0,42	0,12	0,79	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,3	2,2	6,72	1,98	4,95	1,64	9,16	1,97	5,48	1,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,8	5,7	62,7	2,0	62,4	4,4	53,7	3,2	51,1	5,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	1,95	2,99	1,19	5,00	1,85	9,90	2,50	14,6	5,2
FeO	16,9	4,2	16,7	4,1	15,6	5,2	13,3	2,1	17,3	2,9
MnO	0,26	0,07	0,39	0,11	0,29	0,05	0,34	0,03	0,42	0,05
MgO	11,5	3,1	10,3	2,9	11,0	3,5	13,2	1,4	10,3	1,9
NiO	0,07	0,15	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05
Сумма...	99,23		99,90		99,37		100,07		100,05	

Примечание. В рутениридосминовом типе: 1 - распространенных в индивидах и агрегатах гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения, 2 - чаще встречающихся в агрегатах с изоферроплатиной. В иридисто-платиновом типе: 1 - из Нижне-Тагильского массива, 2 - из щелочно-ультраосновных массивов Алданского шита. Цифры в скобках - количество микрозондовых анализов,  $\bar{X}$  - среднее арифметическое, S - среднее квадратичное отклонение.

пентин, амфиболы тремолит-эденитового и тремолит-чермакитового ряда, эпидот, гроссуляр, калиевый полевой шпат, альбит, кварц.

Уникальность этого типа минерализации отражает, по-видимому, особые условия ее образования, несколько отличные от таковых рутениридосминового типа, в котором изоморфноемкие в отношении платины твердые растворы иридия, рутения и осмия практически не встречаются. Вместо них распространены бедные платиной разности кубических твердых растворов на основе иридия. Последние в коренной минерализации альпинотипных ультрамафитов образуют, как правило, самостоятельные кристаллы кубического габитуса /7/.

Иридисто-платиновый тип имеет собственно платиновую специализацию за счет преимущественного развития изоферроплатины. Отличительной особенностью этого типа минерализации является то обстоятельство, что все остальные второстепенные и редкие минералы платиноидов (см. табл. 1) сконцентрированы главным образом в виде включений внутри зерен изоферроплатины, самостоятельные выделения их крайне редки. Изоферроплатина представлена ксеноморфными комковидными агрегатами, которые иногда достигают размера самородков. В сростании с изоферроплатиной часто можно наблюдать идиоморфные кристаллы хромшпинелидов (см. табл. 2). Оба эти минерала содержат один и тот же набор включений. Наиболее распространены среди последних клинопироксены (диопсид, эгирин-диопсид, хромдиопсид), флогопит и роговая обманка /22/. При этом внешняя форма минералов-включений определяется структурным мотивом содержащей их матрицы: включения кубической формы характерны для изоферроплатины, а октаэдрической – для хромшпинелида. Помимо хромшпинелидов в краевых сростаниях с изоферроплатиной нередко сохраняются зернистые выделения породообразующего оливина. Редкие включения же оливина в изоферроплатине имеют всегда совершенную кристаллографическую огранку. Состав этого оливина заметно отличается от породообразующего меньшим содержанием фаялитового компонента.

Коренными источниками россыпей иридисто-платинового типа являются преимущественно дуниты зональных дунит-пироксенит-габбровых и щелочно-ультраосновных массивов. Характерные примеры этой минерализации – россыпи Платиноносного пояса Урала, Аляски, Британской Колумбии, Алданского шита и др.

Сульфидно-платиновый тип отличается резким преобладанием над всеми выявленными минералами платиноидов (см. табл. 1) самородной платины и сперрилита. Второстепенное значение имеют изоферроплатина, куперит и брегит. Самостоятельные выделения гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения встречаются крайне редко, среди них преобладают мономинеральные пластинки обогащенного осмием иридосмина и самородного осмия. Самородная платина имеет комковидный облик с губчато-пористой поверхностью. Сперрилит встречается в виде характерных для него кристаллов кубического габитуса.

Среди минералов-включений встречены магнетит, диопсид, роговая обманка, биотит, гроссуляр-андрадит, алмадин, эпидот-цоизит, калиевый полевой шпат, альбит, халькопирит. Включения оливина и хромшпинелидов не характерны.

Для данной минерализации обычны обширные шлиховые ореолы с крайне низкими концентрациями. Вещественный состав коренных источников однозначно не установлен. Судя по минералам-включениям, ими могут быть породы основного состава, что согласуется с предпочтительной приуроченностью россыпных ореолов к районам распространения дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузий, или наложенные на ультрамафиты метасоматические и гидротермальные образования /12/.

Таким образом, все разнообразие видового состава платиноносных россыпей укладывается в четыре минералого-геохимических типа. С массивами альпийских ультрамафитов связаны россыпные проявления рутениридосминового типа, которые пока являются основным источником добычи уникального сырья – монокристаллов различных по составу гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения.

#### Общие особенности платиноидной минерализации альпийских ультрамафитов

Использованный в некоторых публикациях Н.С. Рудашевского и др. /18, 19, 21/ минералогический материал из россыпных проявлений платиновых минералов Корякского нагорья не отражает действительного характера платиноносности альпийских ультрамафитов. Описываемая коллекция представляет собой совокупность небольшого количества зерен платиновых минералов из шлиховых концентратов различных районов распространения основных и ультраосновных пород. Игнорируя известные географические привязки шлихового материала и особенности геологического строения районов его отбора, Н.С. Рудашевский /18/ без достаточных для того оснований относит эти зерна платиноидов к коренной минерализации альпийских ультрамафитов. При этом основные его теоретические построения базируются на материале из россыпных проявлений рутенплатосмиридового типа /14/, который, как уже отмечалось, имеет проблематичное происхождение, не связанное с альпийскими ультрамафитами. Для платиноидной минерализации последних и, в частности, россыпных проявлений рутениридосминового типа многокомпонентные твердые растворы платины, иридия, рутения и осмия, которым в работах Н.С. Рудашевского уделяется главное внимание, не характерны. Минералогический профиль этих проявлений определяется гексагональными твердыми растворами осмия, иридия и рутения при подчиненном количестве изоферроплатины и кубических твердых растворов на основе иридия.

Различные россыпные проявления при общности их минерального состава обладают некоторой индивидуальностью состава и количественного соотношения главных минералов. При этом намечается следующая закономерность. Наиболее значимы по своим концентрациям те проявления, в составе которых содержания изоферроплатины невелики, порядка нескольких процентов. С увеличением же в шлиховом концентрате относительного количества изоферроплатины практическая значимость россыпных проявлений заметно падает. Однако минеральный состав таких проявлений более разнообразен, что обусловлено преимущественным нахождением ряда второстепенных и редких минералов платиноидов (см. табл. 1) в виде включений в изоферроплатине или в совместных с ней сростаниях.

Для россыпных проявлений рутениридосминового типа характерно наличие чрезвычайно широких вариаций химического состава главных минералов – гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения (рис. 2). Поэтому выделение каких-либо типичных составов минералов с фиксированным соотношением минералообразующих элементов, как это практикуется некоторыми исследователями /17/, представляется нецелесообразным. Эта особенность отражает, по-видимому, акцессорный характер распределения платиновых минералов в коренном источнике, поскольку именно акцессорные минералы наиболее чувствительны к различного рода изменениям физико-химических условий минералообразования, что выгодно отличает их от породообразующего парагенезиса.

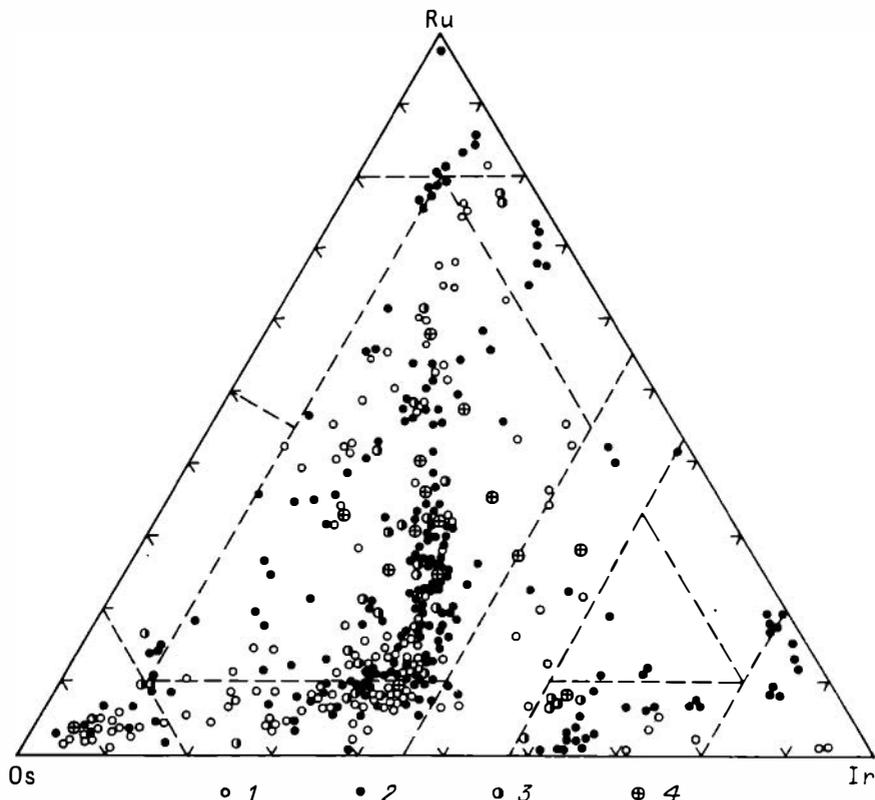


Рис. 2. Соотношения главных элементов в гексагональных и кубических твердых растворах Os, Ru, Ir и Rh из россыпных проявлений рутениридосминового типа.

1, 2, 3 и 4 – конкретные россыпные проявления Корякского нагорья. Штриховые линии – номенклатура минеральных видов и разновидностей по /31/.

Этот вывод не противоречит и наблюдаемым вариациям состава включений хромшпинелидов в рутениридосминах, которые, как известно, могут быть довольно разнообразны по составу в пределах одной и той же петрографической фации альпинотипных ультрамафитов. В целом хромшпинелиды-включения в рутениридосминах аналогичны по составу (см. табл. 2) аксессуариям обогащенных энстатитом магнезиальных гарцбургитов, которые, в свою очередь, свойственны собственно гарцбургитовым сериям альпинотипных ультрамафитов /4/. С увеличением в россыпных проявлениях количества изоферроплатины возрастает частота встречаемости в зернах платиновых минералов включений хромшпинелидов. При этом состав последних становится более хромистым. Чаще всего такие хромшпинелиды встречаются в совместных сростаньях рутениридосминов с изоферроплатиной (см. табл. 2). Вполне вероятно, что подобного рода смещения в видовом составе платиноидной минерализации и химическом составе хромшпинелидов-включений обусловлены особенностями петрографического состава коренных источников, в строении которых, по-видимому, принимали участие и крупные блоки (или прослои) однородных дунитов с характерным для них мелкошлировым выделением высокохромистых

хромшпинелидов. Такие дуниты, в частности, известны в пределах Верхнехатырского меланжа Коряжского нагорья /23/, где цементирующий серпентинитовый матрикс представлен преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами. О потенциальной платиноносности этих дунитов могут свидетельствовать единичные находки в них микроскопических зерен платиновых минералов.

Кристалломорфологические особенности платиновых минералов и характер структурных взаимоотношений их в совместных сростаниях свидетельствуют о сингенетичном происхождении рутениридосминов, кубических твердых растворов на основе иридия и изоферроплатины. Никаких признаков преобразования твердых растворов редких платиноидов в изоферроплатину в данном типе россыпных проявлений не обнаружено. Наиболее идиоморфны кристаллы рутениридосминов. В отдельных их индивидах и агрегатах реже всего встречаются минералы-включения других платиноидов, хромшпинелидов и силикатов. При этом внешняя форма включений подчинена структурному мотиву гексагональных твердых растворов: как правило, это негативные кристаллы таблитчато-гексагонального облика. Особенно показательны в этом отношении включения хромистого тремолита, серпентина и хлорита. Менее однозначна структурная позиция изоферроплатины. При незначительном ее развитии она образует кристаллографически закономерные эпитаксиальные образования на пинакоиде рутениридосминов (см. рис. 1, г). С другой стороны, в заметно обогащенных ею россыпных проявлениях нередки синтаксиальные сростания с кристаллами рутениридосминов; причем последние ориентированы по октаэдрическим направлениям изоферроплатины (см. рис. 1, в).

Таким образом, намечаются две противоположные, на первый взгляд, тенденции в металлогении платиноидов: 1) парагенетическая связь платиновых минералов с окисно-рудной составляющей ультрамафитов, хромшпинелидом; 2) пространственная приуроченность наиболее богатых рутениридосминами россыпных проявлений к собственно гарцбургитовым и отчасти дунит-гарцбургитовым сериям альпинотипных ультрамафитов при практически полном отсутствии или незначительном развитии в них хромитового оруденения. По-видимому, наиболее благоприятные условия для роста относительно крупных (россыпеобразующих) кристаллов твердых растворов осмия, иридия и рутения реализуются на ранних стадиях преобразования мантийного субстрата, соответствующих эмбриональному характеру рудообразования на уровне аксессуарной минерализации. Непосредственным выражением таких процессов являются, на наш взгляд, обогащенные энстатитом перидотиты, преимущественно гарцбургиты, с рассеянной вкрапленностью идиоморфного хромшпинелида. Отдельные кристаллы последнего в отличие от ксеноморфных выделений более пространенных разностей перидотитов содержат часто октаэдрические включения хромистого тремолита и серпентина, что присуще обычно более истощенным фациям перидотитов дунит-гарцбургитовых серий /3/.

Образование обогащенных оливином разностей гарцбургитов и пространственно связанных с ними мелких линз дунитов сопровождается более полным отделением рудного вещества от силикатной матрицы, о чем свидетельствуют довольно рафинированный состав пироксенитов дунит-гарцбургитовых серий и наличие в них многочисленных рудопроявлений хромита /6/. В этих условиях вероятность кристаллизации относительно крупных выделений платиновых минералов невелика. Основное количество платиноидов рассеивается, по-видимому, в аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидах, что в целом согласуется с низким россыпеобразующим потенциалом дунит-гарцбургитовых серий и нахождением в хромитовых рудопоявлениях ряда массивов множества микроскопических зерен платиновых минералов /7/.

Очевидно, что изучение коренной платиноносности альпинотипных ульт-

чений в платиновых минералах встречены магнетит, диопсид, энстатит, серрамафитов представляет собой довольно трудоемкую задачу, связанную с детальным площадным опробованием всего комплекса пород того или иного массива. Предпринимаемые в этом направлении попытки оказываются, как правило, безрезультатными или показывают наличие в пробах единичных знаков платиновых минералов /8/, что в целом соответствует нашим представлениям об аксессуарном характере платиноидной минерализации альпинотипных ультрамафитов. В этой связи наиболее информативны хромитовые рудопроявления, в которых вероятность обнаружения платиновых минералов возрастает на несколько порядков. Об этом, в частности, свидетельствуют многочисленные находки платиновых минералов в хромитах Урала /1, 25/, Болгарии /15/, Греции /26/, Британской Колумбии /41/, Тасмании /29/, Пакистана /42/, Шетланских островов /38, 40/, Новой Каледонии /31/, США /34, 39/.

К настоящему времени накоплен некоторый материал по минералогии платиноидов в хромититах ряда массивов Корякского нагорья /5, 7, 13/. Однако следует заметить, что далеко не все хромитоносные массивы альпинотипных ультрамафитов содержат платиноидную минерализацию, хотя многие характеристики их состава – минералого–петрографические, петро– и геохимические – оказываются часто идентичными. Поэтому проблема потенциальной платиноносности тех или иных рудопроявлений хромита требует дальнейшего изучения. В данной работе мы остановимся лишь на платиноносности Красногорского массива /7/, фазовый состав платиноидной минерализации которого более всего близок к россыпным проявлениям рутениридосминового типа.

Красногорский массив примечателен не только удачным сочетанием в нем дунит–гарцбургитовой ассоциации с такситовой серией, но и повсеместным развитием многочисленных хромитовых рудопроявлений, что позволяет определить характер платиноносности последних в зависимости от состава вмещающих пород. В строении дунит–гарцбургитовой ассоциации преобладают бедные энстатитом разности ( $RO/SiO_2 > 1,7$ ) магнезиальных ( $f = 6-11$  мол. %) гарцбургитов; дуниты развиты фрагментарно в виде различных по мощности прослоев в участках многократного чередования их с гарцбургитами. Такситовый комплекс представлен полосчато–шлировым чередованием высокожелезистых ( $f = 13-26$  мол. %) дунитов, пироксенитов и гарцбургитов с варьирующим содержанием пироксена. Эти серии ультрамафитов отделены друг от друга довольно обширным полем магнезиальных дунитов. Примечательно, что железистость оливина и хромшпинелида дунитов последовательно возрастает по мере приближения к породам полосчатого комплекса. Другой особенностью дунитов является насыщенность их прожилково–шлировыми обособлениями ортопироксенитов и полосчато–вкрапленными и сплошными сегрегациями хромита. Менее хромитоносны породы такситового комплекса и магнезиальные гарцбургиты.

Платиноносность хромитовых рудопроявлений Красногорского массива различна как по удельному содержанию в них платиновых минералов, так и по фазовому составу последних. Какой–либо зависимости между количественной распространенностью платиноидов и морфологией рудных сегрегаций, включая различную зернистость и густоту вкрапленности, не обнаруживается. Вместе с тем намечается статистическая выдержанная зависимость частоты встречаемости богатых платиноидами хромитов от состава вмещающих пород: более насыщены платиноидами те хромититы, которые локализованы в пределах гарцбургитов, где общее количество хромитовых рудопроявлений невелико. Однако замечена и другая особенность. Относительно крупные рудопроявления хромита оказываются, как правило, пустыми, а в мелкошлировых сегрегациях концентрация платиновых минералов часто на 2–3 порядка выше, чем в среднем по массиву.

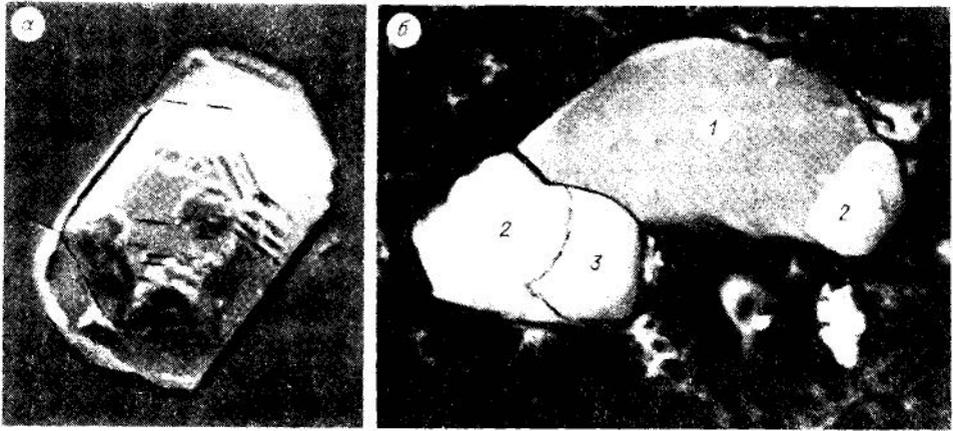


Рис. 3. Поликристаллические агрегаты платиноидов из коренных проявлений Красногорского массива, х800.

а – закономерные сростания индивидов рутениридосминов; б – гипидиоморфно-зернистое сростание лаурита (1), кубического твердого раствора (Ir, Os, Pt, Ru) (2) и изоферроплатины (3).

Большая часть зерен платиновых минералов представлена идиоморфными, хорошо образованными кристаллами кубического и гексагонального габитуса. Нередки также поликристаллические агрегаты, сложенные различным количеством индивидов одного (рис. 3, а) или нескольких (рис. 3, б) минеральных видов. В отдельных случаях наблюдаются ксеноморфные выделения, выполняющие интерстиции и тонкие трещины в сплошной массе хромита. Идиоморфные кристаллы платиноидов либо находятся в тесном сростании с отдельными зернами хромшпинелида, либо включены в них. При этом нередко случаи, когда эти включения расположены не в хромите, а в прозрачных октаэдрах серпентина или хлорита, которыми заполнены отрицательные формы внутри монокристаллов хромита. Размеры платиновых минералов не превышают, как правило, 0,2 мм; основная размерность зерен приходится на фракцию 10–50 мкм. Относительно крупные выделения чаще всего встречаются в полосчато-вкрапленных рудах, а мелкие кристаллы – в сплошной массе хромита.

Вопрос о наличии и характере распределения платиновых минералов вне рудных сегрегаций хромита остается открытым. Для решения его требуется проведение специальных исследований. По нашим данным, единичные и такие же мелкие зерна платиноидов встречены в гарцбургитах и пироксенитах. Однако отсутствие значительных скоплений платиновых минералов в шлиховых ореолах позволяет предполагать, что в этом типе альпинотипных ультрамафитов в отличие от собственно гарцбургитовых серий крупные выделения платиноидов образуются значительно реже. Основная масса платиновых металлов рассредоточена здесь по многочисленным рудным скоплениям хромита или его аксессуарной вкрапленности. Последнее подтверждается находками в некоторых аксессуориях мельчайших (до 5 мкм) включений платиновых минералов. При этом насыщенность аксессуарного хромшпинелида включениями платиноидов так же неравномерна, как и в случае с хромитовыми рудопроявлениями.

Для платиноидной минерализации Красногорского массива характерно широкое разнообразие в нем минеральных видов и разновидностей, которые, в свою очередь, ограничены двумя классами соединений – самородными эле-

Таблица 3. Распространенность минеральных групп платиноидов в хромитах Красногорского массива

Минеральная группа, минерал	Гарцбургиты	Дуниты	Пироксениты	Такситовый комплекс
Гексагональные твердые растворы осмия, иридия, рутения	++++	+++	+	+
Кубические твердые растворы иридия, осмия, платины, рутения	++	++	++++	
Твердые растворы железа, никеля, меди, рутения, осмия, иридия	+	+	++	
Изоферроплатина	+++	++++	++++	++++
Тетрагональные интерметаллиды платины, железа, меди, никеля	+	++	+	+
Сульфиды ряда лаурит – эрликманит	++++	+++	++++	++
Сульфоарсениды ряда ирарсит – холлингвортит	+++	+	+	+
Сперрилит	+	+		+++
Мертиит I, II		+		++

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 1.

ментами и сульфидами, реже арсенидами. Количественное соотношение самородной и сульфидной форм выделений различно в каждом шлуре хромита и участке массива. Вместе с тем намечается определенная минералогическая специализация хромитовых рудопроявлений в зависимости от состава вмещающих пород (табл. 3). В пределах дунит–гарцбургитовой серии фазовый состав платиноидной минерализации отражает в целом характерную для альпинотипных ультрамафитов геохимическую специализацию хромитов на рутений, осмий и иридий /9/.

Среди гексагональных твердых растворов наиболее распространены рутениридосмин и иридосмин (рис. 3, а, 4). Количество и частота встречаемости этих минералов в отдельных рудопроявлениях убывает в ряду гарцбургит – дунит – ортопироксенит. Одновременно в этом же направлении возрастает роль кубических твердых растворов на основе иридия и собственно платиновых минералов. Гексагональные и кубические твердые растворы осмия, иридия и рутения отличаются широкими вариациями изоморфных замещений платиноидов в пределах каждого хромитового рудопроявления и повышенными в целом концентрациями примесей платины и родия. Наибольшее распространение многокомпонентные кубические твердые растворы на основе иридия получили в хромитах из ортопироксенитов среди магнезиальных дунитов. Морфология их выделений различна – от индивидуальных кристаллов кубического

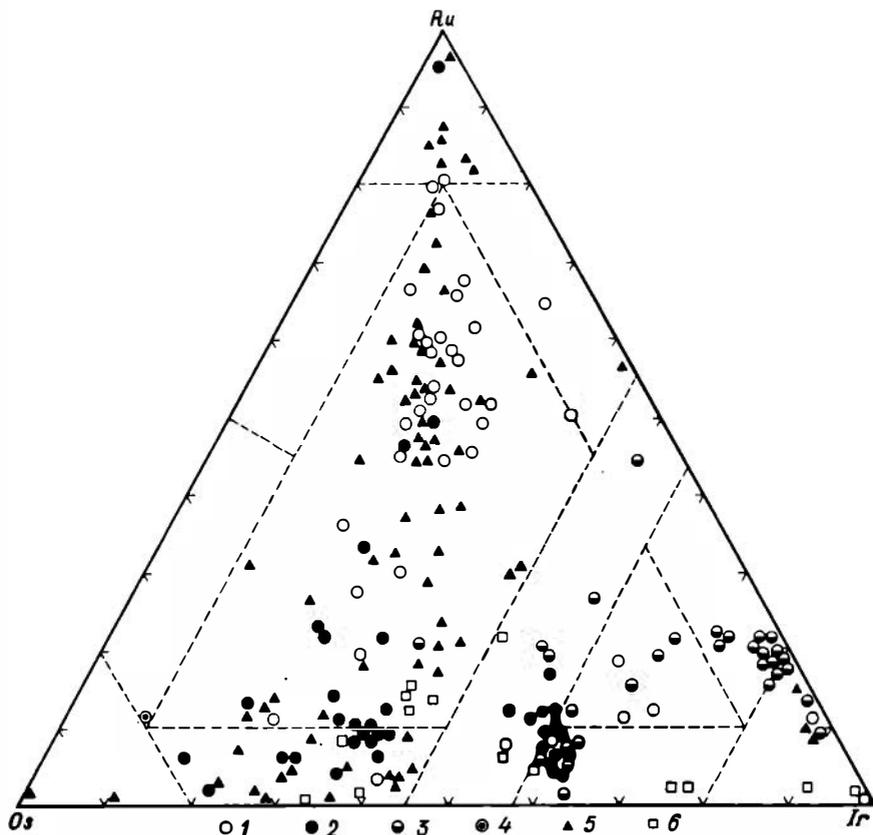


Рис. 4. Соотношение главных элементов в гексагональных и кубических твердых растворах Os, Ru, Ir и Rh из хромитов различных массивов альпинотипных ультрамафитов.

1–4 – Красногорский массив: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – ортопироксениты, 4 – такситовый комплекс; 5, 6 – Среднегорский (5), Чырынайский (6) массивы.

облика до двух- и трехфазных сростаний с изоферроплатиной и лауридом (см. рис. 3, б), в редких случаях с рутениридосмином.

Не менее разнообразны по составу сульфиды и арсениды. Главным среди сульфидов является лаурит с переменным содержанием осмия и иридия. В составе ирарситов, помимо осмия и рутения, часто присутствует родий, наблюдается практически полный переход к холлингвортиту. Отдельные индивиды сульфоарсенидов содержат значительные примеси платины.

Твердые растворы платины, железа, меди и никеля свойственны хромитовым рудопроявлениям, расположенным среди магнезиальных дунитов и пород такситовой серии (рис. 5). Из них наиболее распространена изоферроплатина, подчиненное значение имеют тетраферроплатина, туламинит и ряд более редких минералов. Количественные соотношения изоферроплатины с другими минералами платиноидов различны в каждом хромитовом рудопроявлении. В целом намечается следующая закономерность в пространственном размещении хромитов и фазовом составе их платиноидной минерализации. Существенное

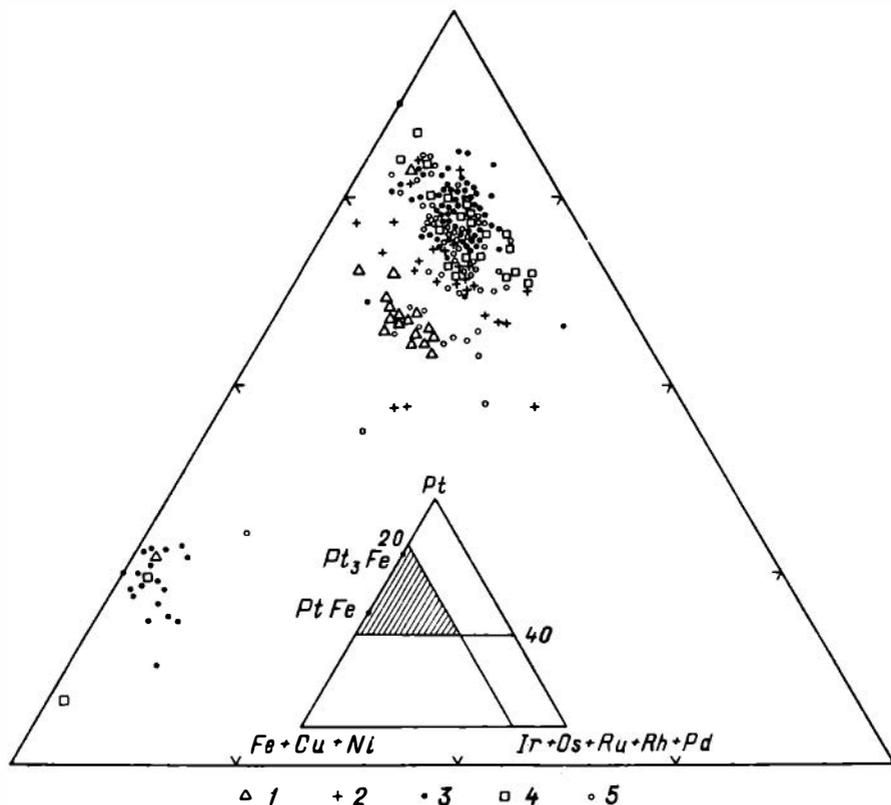


Рис. 5. Соотношение главных и второстепенных элементов в самородных минералах платины и железа из хромитов Красногорского массива.

1 - гарцбургиты; 2 - дуниты; 3 - краевые дуниты (примыкающие к такситовой серии); 4 - ортопироксениты; 5 - такситовый комплекс.

преобладание изоферроплатины, вплоть до полного вытеснения ею других аксессуариев, характерно для тех рудопроявлений, которые расположены в непосредственной близости с породами такситовой серии. В этих же хромититах увеличивается и частота встречаемости тетрагональных интерметаллидов. В противоположном направлении, т.е. ближе к дунит-гарцбургитовой серии, доля изоферроплатины уменьшается, в составе аксессуариев чаще преобладают твердые растворы и сульфиды осмия, иридия и рутения. Изоферроплатина представлена отдельными хорошо ограниченными кубическими кристаллами, реже это ксеноморфные срастания с тетрагональными интерметаллидами в виде тонких прожилков в сплошной массе хромита.

В хромититах такситовой серии общее содержание платиновых минералов невелико, менее разнообразен и видовой состав аксессуариев. Главным минералом является изоферроплатина, вторым по распространенности - сперрилит. Примечательно практически полное отсутствие самородных минералов осмия, иридия и рутения и спорадическое появление палладиевых фаз - мертиитов. Часто спутником изоферроплатины бывает самородная медь, образующая ксеноморфные, комковидные и ветвистые выделения в срастании с интерстициальным серпентином и хлоритом.

Таким образом, для хромитов дунит–гарцбургитовой ассоциации характерны гексагональные твердые растворы и сульфиды осмия, иридия и рутения, а для пород такситового комплекса и прилегающих к нему дунитов – собственно платиновые минералы, изоферроплатина и сперрилит. Эта закономерность подтверждает в какой–то мере сформулированный выше вывод о вероятном формировании обогащенных изоферроплатиной россыпных проявлений платиноидов рутениридосминового типа за счет насыщенных дунитами гарцбургитовых серий.

В целом россыпеобразующий потенциал альпинотипных ультрамафитов снижается по мере смещения состава гарцбургитов к обогащенным оливином их разностям, увеличения в массивах роли дунитов и развития в последних хромитового оруденения. Поэтому хромитоносные дунит–гарцбургитовые массивы менее всего перспективны на поиски в связи с ними сколько–нибудь значительных россыпных проявлений рутениридосминового типа. Что касается перспективной оценки хромитовых рудопоявлений в отношении их потенциальной платиноносности, то этот вопрос требует более глубокого изучения. В целом практическая значимость хромититов как полезного ископаемого на платиновые металлы, судя по анализу ряда аналогичных объектов восточной части тихоокеанского обрамления /36, 37/, невелика.

#### Некоторые генетические аспекты платиноносности альпинотипных ультрамафитов

Наличие устойчивой парагенетической связи платиновых минералов с хромшпинелидами определяет, на наш взгляд, главное направление поиска оптимальных решений в проблеме платиноносности альпинотипных ультрамафитов. В этой связи вопрос о происхождении в них хромитовой минерализации приобретает первостепенное значение.

Ранее, на примере Красногорского и ряда других массивов Корякского нагорья, было показано, что акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды являются продуктом кристаллизации одних и тех же сегрегаций окисно–рудной фазы /3/. Последняя своим возникновением обязана процессам флюидно–метаморфогенного преобразования первичного субстрата – рафинированию силикатной матрицы, мобилизации из нее флюидом рудных компонентов и последующему их отложению в виде рассеянной вкрапленности или различных по морфологии рудных тел в зависимости от характера распределения во вмещающей среде динамических напряжений. Активная роль флюида в этом процессе очевидна. Свидетельством тому является наличие в зернах акцессорных хромшпинелидов и рудных сегрегациях включений водосодержащих минералов – амфиболов, флогопита, серпентина, хлорита /3, 6/ и газово–жидких включений в хромититах /16/. Если при описании хромитовых рудопоявлений это обстоятельство редко, но все же фиксируется исследователями /27, 33/, то в отношении акцессорных хромшпинелидов оно полностью игнорируется, хотя довольно широко распространено. Наиболее показательны в этом отношении слабо серпентинизированные разности ультрамафитов в ряде массивов Корякского нагорья. Так, в акцессорных хромшпинелидах дунитов Чирынайского массива обычны октаэдрические включения магнезиального серпентина, в дунитах и гарцбургитах Красногорского массива – такие же октаэдрические включения хромистых разностей тремолита и хлорита, а в дунитах Среднегорского массива – включения щелочных амфиболов, серпентина и натрового флогопита. Примечательно, что в одном зерне хромшпинелида могут присутствовать изолированные друг от друга включения различных минералов.

Следует заметить, что подобного рода включения характерны лишь для идиоморфных кристаллов хромшпинелида, которые, в свою очередь, типоморфны для ультрамафитов дунит–гарцбургитовой ассоциации. В собственно гарцбургитовых и лерцолит–гарцбургитовых сериях идиоморфные октаэдрические выделения аксессуарного хромшпинелида – явление чрезвычайно редкое, наблюдаемое лишь в некоторых прослоях дунитов.

Таким образом, появление в альпинотипных ультрамафитах идиоморфного хромшпинелида может рассматриваться в качестве главного признака того, что в данной среде произошло какое-то перераспределение вещества. В этом случае возрастает вероятность деформации структуры геохимического фона, перехода рассеянных форм тех или иных рудных компонентов во флюид с последующим осаждением их в виде собственных минералов. Поведение платиновых металлов в этом процессе контролируется, по-видимому, не только окислительно–восстановительным потенциалом, который в целом соответствует условиям самородного минералообразования, но и особенностями флюидного режима. Однако именно этот вопрос остается пока менее всего изученным. По геохимическим данным концентрации платиновых металлов в различных фациях альпинотипных ультрамафитов практически одинаковы; незначительны вариации и в хромититах /9, 28, 30, 35/. Вместе с тем различный характер платиноносности последних в петрографически однотипных массивах очевиден. Все это позволяет предполагать, что наличие или отсутствие в данной петрографической серии ультрамафитов платиноидной минерализации и специфика ее фазового состава зависят не столько от степени перекристаллизации исходного субстрата, сколько от насыщенности рудогенерирующего флюида теми компонентами, которые способны экстрагировать из вмещающей среды платиновые металлы. Вполне очевидно, что этот вопрос требует специального изучения.

Предполагаемый механизм образования платиноидной минерализации в связи с альпинотипными ультрамафитами снимает вопрос о происхождении негативных включений в кристаллах рутениридосминов таких минералов, как хромистый тремолит, серпентин и хлорит. Последние, как и в случае с хромшпинелидами, отражают участие в среде минералообразования флюидной фазы. Что касается наблюдаемых вариаций состава платиновых минералов в пределах одного и того же хромитового рудопроявления, то они обусловлены, по-видимому, нестационарным режимом кристаллизации рудного вещества за счет локальных флуктуаций флюида или многократных спонтанных возмущений в системе, которые могут возникать в результате периодической разгрузки динамических напряжений в процессе твердофазного преобразования вмещающих пород.

Подобные флуктуации отражаются прежде всего на количественном соотношении самородных и сульфидных форм типоморфных металлов – осмия, иридия и рутения. По результатам наших наблюдений, намечается устойчивая обратно пропорциональная зависимость между содержаниями этих двух классов минералов в хромитовых рудопроявлениях. Такие соотношения свидетельствуют о временном совмещении самородного и сульфидного минералообразования, превалирующая роль одного из которых определяется исключительно лишь наличием или отсутствием в системе серы. О сингенетичном образовании этих минералов свидетельствуют и структурные особенности совместных сростаний: в случае тесного сростания нескольких индивидов гексагональных твердых растворов и сульфидов осмия, иридия и рутения, микроагрегат в целом имеет гипидиоморфно–зернистую микроструктуру. Отдельные же зерна этих платиноидов обладают всегда совершенной кристаллографической гранкой. Поэтому отнесение комплекса сульфидных минералов к более позднему парагенезису /18/ представляется неправомерным.

Сингенетичность сульфидов и самородных соединений позволяет обсудить некоторые термодинамические аспекты платинометалльного минералообразования, касающиеся наблюдаемых особенностей химического состава минералов. В частности, при совместной кристаллизации самородных и сульфидных форм платиноидов теоретически ожидаемое распределение между ними минералообразующих элементов определяется величинами свободных энергий соответствующих обменных реакций. В общем случае эти равновесия имеют следующий вид /10/:

$$M'_m S_n + mM'' + M''_m S_n + mM'; \Delta G_T^0 = -mRT \ln K = -2,3mRT \lg K,$$

где  $K = (M' / M'')_{\text{металл}} \cdot (M'' / M')_{\text{сульфид}}$ . Численные значения параметров интересующих нас равновесий приведены в табл. 4.

Первые три равновесия характеризуют особенности распределения между минералами типоморфных для альпинотипных ультрамафитов платиноидов – осмия, иридия и рутения. Расчетные значения свободных энергий показывают более высокую степень самородности осмия относительно рутения и иридия, а иридия относительно рутения. Соответственно способность рутения к образованию сульфидных форм больше относительно осмия и иридия, а последнего – относительно осмия. Таким образом, распространенность платиновых сульфидов должна уменьшаться в ряду Ru – Ir – Os. Эта закономерность реализуется в ряде изученных нами массивов /7/: в тех хромититах, где имеется сульфидная минерализация, наиболее распространен лаурит, в то время как бедные рутением разности эрликманита крайне редки. Несколько ниже, чем у лаурита, частота встречаемости сульфоарсенидов иридия и родия ряда ирарсит (IrAsS) – холлингвордит (RhAsS). Собственные дисульфиды иридия не обнаружены. Наличие же ирарсита позволяет говорить о более высоком средстве иридия к сульфоарсениду относительно дисульфида. Термохимические данные по ирарситу отсутствуют, поэтому можно лишь предполагать, что равновесие  $2IrS_2 + As_2 = 2IrAsS + S_2$  в широком диапазоне температур будет резко смещено вправо. Однако и в присутствии мышьяка следует, по-видимому, ожидать, что общая индифферентность редких платиноидов к мышьяку и сере будет возрастать в последовательности Ru – Ir – Os.

Следующие три равновесия в табл. 4 определяют соотношение самородной и сульфидной минерализации между платиной и триадой редких платиноидов. Все равновесия смещены в сторону самородной платины и сульфидов осмия, иридия и рутения. Подобный характер дифференциации платиноидов типичен для хромитов такситовой серии железистых ультрамафитов и прилегающих к ней дунитов, где роль платины более значима по сравнению с дунит-гарцбургитовой ассоциацией. Здесь, как уже отмечалось, наиболее распространены изоферроплатина и сперрилит, а триада редких платиноидов сконцентрирована преимущественно в лаурите. Наличие сперрилита, как и в случае с иридием, свидетельствует о повышенном химическом средстве платины к мышьяку относительно серы.

Возвращаясь к главным для альпинотипных ультрамафитов твердым растворам осмия, иридия и рутения, следует заметить, что наличие среди них двух типов соединений – гексагональных и кубических твердых растворов – согласуется в целом с термодинамикой самородного минералообразования – преимущественным обособлением осмия и иридия в металлическую фазу (см. табл. 4). Различная степень насыщенности этих соединений рутения контролируется, по-видимому, особенностями флюидного режима. При наличии во флюиде серы наиболее вероятна кристаллизация самородного осмия, иридосмина, рутенистого осмия, самородного и рутенистого иридия. Возможность образования самородного рутения в присутствии серы практически исключается.

Таблица 4. Равновесия самородных и сульфидных форм платиноидов

Формула	$\Delta G$ , ккал	
	298 K	800 K
1. $Ru + OsS_2 = RuS_2 + Os$	-15,494	-14,570
2. $Ru + IrS_2 = RuS_2 + Ir$	-8,242	-
3. $Ir + OsS_2 = IrS_2 + Os$	-7,252	-
4. $Ru + PtS_2 = RuS_2 + Pt$	-19,519	-19,181
5. $Ir + PtS_2 = IrS_2 + Pt$	-11,277	-
6. $Os + PtS_2 = OsS_2 + Pt$	-4,025	-4,611

Вместо него должен кристаллизоваться лаурит, с которым устойчивы как гексагональные твердые растворы на основе осмия, так и кубические фазы на основе иридия. Аналогично влияние серы и на кристаллизационную способность рутениридосминов (особенно богатых рутением их разностей), относительная распространенность которых обратно пропорциональна содержанию лаурита. Повышение минералообразующей роли рутения в составе гексагональных твердых растворов возможна лишь в пределах тех сегрегаций рудного вещества, где слабо проявлена сульфидная минерализация.

Реальные соотношения фаз в различных хромитовых рудопроявлениях в целом согласуются с этой закономерностью. Наиболее показателен в этом отношении Среднегорский массив /7/, где количество гексагональных твердых растворов резко преобладает над лауритом. Именно поэтому здесь наблюдается практически весь спектр составов от самородного осмия и ирийдосмина до богатых рутением разновидностей рутениридосминов и самородного рутения. Аналогичная закономерность прослеживается и в хромитах гарцбургитовой серии Красногорского массива. Однако в пределах крупного поля дунитов, где роль редких платиноидов менее значима, в парагенезисе с лауритом встречаются преимущественно бедные рутением разности гексагональных твердых растворов – ирийдосмины.

Таким образом, наличие широких вариаций состава гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения обусловлено низкой концентрацией серы в среде минералообразования, что в целом повышает степень фракционирования редких платиноидов в самородную фазу. Соответственно возрастает и россыпеобразующий потенциал альпийнотипных ультрамафитов. С другой стороны, среди россыпных проявлений рутениридосминового типа наиболее перспективны те из них, в которых имеется весь спектр состава твердых растворов осмия, иридия и рутения.

### Заключение

1. Среди известных россыпных проявлений платиновых минералов выделяются четыре минералого-геохимических типа: рутениридосминовый, рутенплатосмиридовый, ирийдисто-платиновый и сульфидно-платиновый. С массивами альпийнотипных ультрамафитов связаны проявления рутениридосминового типа, характеризующегося преобладанием в видовом составе гексагональных твердых растворов осмия, иридия и рутения. Такие проявления продуцируются пре-

имущественно обогащенными энстатитом разностями гарцбургитов, которыми сложены обычно собственно гарцбургитовые серии альпинотипных ультрамафитов. Россыпеобразующий потенциал последних заметно снижается с увеличением в них роли дунитов.

2. В пределах дунит–гарцбургитовых серий платиновые металлы рассредоточены по многочисленным хромитовым рудопроявлениям в виде различных по составу микроскопических зерен платиновых минералов. Минералого–геохимическая специализация хромитов в отношении платиновых металлов определяется составом вмещающих пород: в хромититах из гарцбургитов преобладают гексагональные твердые растворы и сульфиды осмия, иридия и рутения, а в породах такситового комплекса и прилегающих к нему дунитах – изоферроплатина и сперрилит.

3. Парагенетическая связь платиновых минералов с хромшпинелидами обусловлена единым процессом их образования – переотложением посредством флюидной фазы рудных компонентов в пределах силикатной матрицы на разных стадиях ее преобразования. Потенциальная платиноносность хромитовых рудопроявлений определяется особенностями флюидного режима.

#### Список литературы

1. Волченко Ю.А., Вигоров Б.Л. Первая находка аксессуарных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирская // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, 1986. – Свердловск, 1987. – С. 70–71.
2. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазах // Геология руд. месторождений. – 1986. – Т. 28, № 5. – С. 16–33.
3. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. Аксессуарные и рудообразующие хромшпинелиды некоторых дунит–перидотитовых массивов Корякского нагорья // Зап. ВМО. – 1986. – Т. 115, вып. 5. – С. 569–581.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Бочаров В.Л. Вариации состава хромшпинелидов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Геология руд. месторождений. – 1987. – Т. 29, № 2. – С. 38–45.
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Акинин В.В. Аксессуарные минералы платиновых элементов в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. – 1987. – № 4. – С. 66–76.
6. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. – Магадан: СВКНИИ, 1985. – Ч. 1: Породообразующие минералы. – 67 с. (Препринт).
7. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. – Магадан: СВКНИИ, 1985. – Ч. 2: Минералы платиновых элементов. – 60 с. (Препринт).
8. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия. – Свердловск: Уральский филиал АН СССР, 1944. – 88 с.
9. Кабри Л. Дж., Налдретт А. Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. – М.: Наука, 1984. – Т. 10: Минералогия. – С. 10–27.
10. Маракүшев А.А., Безмен Н.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. – М.: Наука, 1972. – 228 с.

11. Мочалов А.Г. Систематика россыпной платиноносности Дальнего Востока СССР // Магматизм и металлогения Дальнего Востока СССР. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. - С. 117-119.
12. Мочалов А.Г. Минералогия платиновых элементов альпинотипных ультрамафитов: Дис. ... канд. геол.-мин. наук в форме научного доклада. - Л.: ЛПИ, 1986. - 22 с. (Препринт).
13. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Жерновский И.В., Рудашевский Н.С. Новый иридий-осмий-рутениевый тип (твердые растворы редких платиноидов с железом) платиноидной минерализации в хромшпинелидах альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья // Зап. ВМО. - 1985. - Т. 114, вып. 5. - С. 544-554.
14. Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 267, № 4. - С. 935-939.
15. Найденова Е., Желязкова-Панайотова М.Д., Кудрявцева Г.П., Лапутина И.П. Первые находки лаурита и ирарсита в Болгарии // Докл. Болг. АН. - 1984. - Т. 37, № 2. - С. 183-186.
16. Прихолько В.С., Бердников Н.В. Флюидные включения в хромитах из гипербазитов Корякского нагорья // Термобарогеохимия эндогенных процессов: Тез. докл. - Благовещенск, 1984. - С. 100-102.
17. Разин Л.В. Геологические особенности платиноносных ультрабазитов зоны перехода от океана к континенту // Сов. геология. - 1987. - № 12. - С. 55-64.
18. Рудашевский Н.С. Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере // Зап. ВМО. - 1984. - Вып. 5. - С. 521-539.
19. Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Зап. ВМО. - 1983. - Вып. 4. - С. 398-411.
20. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций // Геология и геофизика. - 1985. - № 8. - С. 56-69.
21. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.Н. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап. ВМО. - 1983. - Вып. 1. - С. 3-13.
22. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 266, № 4. - С. 977-981.
23. Чехов А.Д., Александров А.А., Паланджян С.А., Петров А.Н. Верхнехатырский серпентинитовый меланж (центральная часть Корякского нагорья) // Геология и геофизика. - 1980. - № 5. - С. 51-59.
24. Шило Н.А., Разин Л.В., Чубаров В.М. Минералогия платиновых элементов, генетически связанных с альпинотипными гипербазитами северо-запада азиатской части Тихоокеанского пояса // Сульфосоли, платиновые минералы и рудная микроскопия. - М.: Наука, 1980. - С. 172-184.
25. Шилова Т.А., Вилисов В.А. Лаурит из Южно-Сарановского месторождения хромитов // Материалы по минералогии месторождений Урала. - Свердловск, 1984. - С. 103-106.
26. Auge T. Platinum-group-mineral inclusions in ophiolitic chromitite from the Vourinos complex, Greece // Can. Miner. - 1985. - Vol. 23, N 2. - P. 163-171.
27. Auge T. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite; Mineralogical constraints // Mineral. Deposita. - 1987. - Vol. 22, N 1. - P. 1-10.
28. Barnes S.J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the

- fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chemical Geology*. - 1985. - Vol. 53. - P. 302-323.
29. Brown A.V., Page N.J., Love A.H. Platinum-group-element geochemistry of the Serpentine Hill Complex, Dundas trough, Western Tasmania // *Can. Miner.* - 1985. - Vol. 23, N 2. - P. 297.
  30. Economou M. Platinum group metals in chromite ores from the vourinos ophiolite, Greece // *Ophioliti*. - 1983. - Vol. 8, N 3. - P. 339-355.
  31. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data of alloys from world-wide occurrences // *Can. Miner.* - 1973. - Vol. 12. - P. 104-112.
  32. Johan Z., Legendre O. Mineralogie des platinoides dans les massives de la complexe ophiolite La Nouvelle Kaledonia // *Res. prins. result. sci. techn. serv. geol. nat.*, 1980. Bur. rech. geol. et miner. - Paris, s.a. - P. 599.
  33. Johan Z., Lebel L., Robert J., Volfinger M. Role des fluides reducteurs dans la genese des gisements de chromite des complexes ophiolitiques // *Res. prins. result. sci. techn. serv. geol. nat.*, 1981. Bur. rech. geol. et miner. - Paris, s.a. - P. 110-111.
  34. Moring B.C., Page N.J., Oscarson R.L. Platinum-group element mineralogy of the Pole Corral podiform chromite deposit, Rattlesnake Creek terrane, Northern California // *US Geol. Surv. Circ.* - 1987. - N 995. - P. 48-49.
  35. Page N.J., Cassard D., Haffty J. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in chromitites from the Massif du Sud and Tiebaghi Massif, New Caledonia // *Econ. Geol.* - 1982. - Vol. 77, N 6. - P. 1571-1577.
  36. Page N.J., Singer D.A., Carlson C.A. et al. Platinum-group-element resources in podiform chromite from California and Oregon // *Can. Miner.* - 1985. - Vol. 23, N 2. - P. 309-310.
  37. Page N.J., Singer D.A., Moring B.C. et al. Platinum-group-element resources in podiform chromitites from California and Oregon // *Econ. Geol.* - 1986. - Vol. 81, N 5. - P. 1261-1271.
  38. Prichard H.M., Potts P.J., Neary C.R. Platinum-group minerals in ophiolite complexes: an example from Shetland // *Can. Miner.* - 1985. - Vol. 23, N 2. - P. 311.
  39. Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon // *Econ. Geol.* - 1984. - Vol. 79, N 3. - P. 491-508.
  40. Tarkian M., Prichard H.M. Irarsite-Hollingworthite solid solution series and other associated Ru-, Ir-, Os- and Rh-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex // *Miner. deposita*. - 1987. - Vol. 22, N 3. - P. 178-184.
  41. Whittaker P.J., Watkinson D.H. Platinum-group minerals from chromitite in alpine-type peridotite of the Cache Creek Group, British Columbia // *Can. Miner.* - 1985. - Vol. 23, N 2. - P. 320.
  42. Zulfigar A., Bevan J.C. Awaruit, iridian awaruit new Ru-Ir-

Ni-Fe alloy the Sakhakot-Qila Complex, Malakan Agency, Rakista // Miner. Mag. - 1981. - Vol. 44, N 334. - P. 225-230.

И.М. Волохов

## О ПЕРВИЧНОМАГМАТИЧЕСКОЙ (ЮВЕНИЛЬНОЙ) ПРИРОДЕ ВОДЫ В ВОДОСОДЕРЖАЩИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ

Источники воды в магматических и автометаморфических процессах - давняя теоретическая проблема магматической петрологии. Ею интересовались многие поколения петрологов. В книге "Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области" дань внимания этой проблеме отдал и Георгий Владимирович Пинус со своими соавторами\*.

Геологические свидетельства участия воды в формировании магматитов и автометаморфитов - важная фактическая основа для решения названной проблемы. В числе таких свидетельств не последнюю роль играют водосодержащие вулканические стекла. Они привлекают внимание петрологов-магматистов тем, что в них запечатлена не только алюмосиликатная часть исходной магмы, но и ее флюидная составляющая, что представляет немаловажный интерес для более объективных петрологических реставраций условий магматизма и, в частности, для менее противоречивых суждений о возможностях участия ювенильной воды в деятельности интрателлурических магмообразующих, транс- и метаматматических растворов, выступающих, как известно, в качестве главного фактора магмато- и петрогенезиса в рамках флюидно-магматической концепции /18, 19 и др./.

Отдельные аспекты и проблемы геологии, петрографии, петрохимии, происхождения, а также технологии водосодержащих стекол рассмотрены с той или иной детальностью в публикациях многих исследователей /1, 2, 5-10, 13-17, 20-30, 32, 33, 35, 39, 41-45, 47, 51, 53-56, 58, 59 и др./.

Несмотря на то, что водосодержащие вулканические стекла известны довольно давно и описаны специально в ряде работ, необходимо отметить, что их классификация и петрографическая характеристика пока еще не лишены неопределенностей. Это объясняется спецификой их совокупных свойств как вещества в стекловатом состоянии, исключающей использование возможностей традиционного петрографического метода, в связи с чем при их изучении используются менее оперативные химические и физические методы исследования.

### Общая характеристика водосодержащих вулканических стекол

Водосодержащие стекла различаются по химическому составу, физическим характеристикам их силикатной части, по содержанию воды и по некоторым их структурно-текстурным особенностям. Среди них сейчас выделен и с разной полнотой и детальностью описан целый ряд кислых, средних и основных по составу породных видов, в том числе обсидианы, мареканиты,

---

\*Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 296 с.

перлиты, пехштейны, гиало- и сидеромеланы, гиалобазальты, гидротахилиты, гиалокластиты, палагониты и т.п.

Наиболее распространены в этом перечне кислые риолитовые, риодацитовые и дацитовые водосодержащие стекла. Описаны они многими авторами /8, 9, 13, 14, 16, 22-25, 27, 28, 32, 41, 47, 51, 55, 58 и др./ . Вкратце их видовая характеристика сводится к следующему.

Обсидианы – неизменные стекла с содержанием воды не более 1 мас.%, чаще однородного, нередко полосчатого сложения, с раковистым изломом и высокой твердостью (5–7 по Моосу). Наиболее распространены среди них разности темно-серой, красно-бурой, серебристой и иногда молочно-белой и черной окраски. В проходящем свете они обычно прозрачны, в поляризованном изотропны. Их показатель преломления 1,482 – 1,492.

Перлиты – стекла, как правило, с концентрически-скорлуповатой (перлитовой) отдельностью; однородные, полосчатые, брекчиевидные и пемзовидные. Последняя их разность именуется литоидной пемзой. Прочность перлитов ниже, чем обсидианов. Окраска черная, зеленая, красновато-бурая, белая. Содержание конституционной воды в перлитах колеблется в широких пределах (1–8 мас.%), наиболее распространены разности с содержанием воды 2,5–6 мас.%. Показатель преломления 1,495–1,508 возрастает с ростом водосодержания. Будучи раздробленными и подвергнутыми тепловой обработке при температуре 1000–1200 °С, перлиты и обсидианы сильно вспучиваются.

Пехштейны – стекла со смоляным блеском и высоким водосодержанием (около 8–10 мас.%). Окраска меняется от бурой до черной. Прочность выше, чем у перлитов. При высокотемпературном нагревании вспучиваются.

Обсидианы, перлиты и пехштейны связаны друг с другом переходами. Разности, промежуточные между обсидианами и перлитами, выделяются как мареканиты (обсидиан-перлиты). Перлитовая отдельность в мареканитах выражена хуже; водосодержание ниже, чем в перлитах, причем распределено оно в массе породы неравномерно: в шариках-“перлах” воды на 1–1,5 мас.% меньше, чем в их окружении. Разности, переходные между перлитами и смоляными камнями, могут аттестоваться как перлит-пехштейны.

Определенный интерес представляют данные по дегидратации при нагревании кислых водосодержащих стекол. Они указывают на существование четкой разницы между перлитами и обсидианами. Особенно хорошо эта разница видна на термограммах, на которых перлиты обнаруживают два эндотермических эффекта выделения структурной воды: один между 120 и 500 °С и второй между 800 и 1000 °С, а обсидианы – только один эндотермический эффект: высокотемпературный, между 800 и 1000 °С /16/. В зависимости от особенностей состава перлитов положение эндотермических минимумов на кривых нагревания может меняться. По данным В.В. Наседкина /28/, к примеру, оно в низкотемпературном интервале определяется 100–200 °С, а в высокотемпературном – 500–600 °С. Вода, выделяющаяся из стекла при низких температурах, именуется перлитовой, а при более высоких – обсидиановой. Выделение примерно 4 мас.% перлитовой воды осуществляется без размягчения стекла вплоть до 800 °С; удаление остаточных 0,5–0,6 мас.% обсидиановой воды происходит при дальнейшем нагревании с размягчением и вспучиванием стекла. Судя по данным ИК-спектроскопии /27, 42/, и та, и другая – структурные. Первая, перлитовая, в структуре стекла является молекулярной капиллярной (подобной цеолитовой), а вторая, обсидиановая – гидроксильной (вступившей в химическое взаимодействие с алюмосиликатным каркасом). В перлитах главную массу воды (80 %) составляет молекулярная вода. В обсидианах такая вода отсутствует, а минимум их водосодержания представлен высокотемпературной водой.

Из-за высокой кристаллизационной способности жидкие базальтовые расплавы плохо остекловываются, в связи с чем водосодержащие стекла основного состава образуются с несравнимо большими затруднениями, как правило, лишь при экстремально быстром охлаждении расплава. Последнее в субаэральной обстановке происходит крайне редко. Чаше основные стекла возникают в субаквальной обстановке при базальтовых излияниях на морское дно или дно других водоемов, а также при подледниковых извержениях. Совсем редко они наблюдаются в фациях закалки субвулканических тел.

Изучены основные водосодержащие стекла крайне слабо. Номенклатура их не разработана. На основе фрагментарных данных их характеристика может быть дана в следующем виде.

Волосы Пеле ("волосистые обсидианы") – темно-бурые до золотисто-коричневых стекла в виде спутанных тончайших нитей, образующихся при разбрызгивании лавовых капель из кипящего и фонтанирующего лавового озера или потока. Капли лавы, выбрасываемые в воздух, тянут за собой нити расплава, которые закаляются и подхватываемые ветром переносятся во взвешенном состоянии к местам аккумуляции. Образование такого рода наблюдались при извержениях вулканов Мауна-Лоа и Килауэа на Гавайских островах и Плоского Толбачика на Камчатке. Некоторые разновидности "волос Пеле" Н. Боуэн относил к основным водосодержащим стеклам, подчеркивая при этом, что в них "...имеются непосредственные указания на присутствие воды в магме" /5, с. 123/.

Водосодержащие гиалобазальты (базальтовые обсидианы, гидроталилиты и т.п.) – это также довольно редкие черные, зеленые или коричневые базальтовые стекла с содержанием воды до 13 мас.%. Наблюдаются они, как правило, в закаленных краевых зонах силлов, даек или лавовых потоков в ассоциации с безводными стекловатыми базальтами.

Из описанных в литературе разновидностей в качестве примера рассмотрим "гиалобазальты" зеленокаменной полосы Урала /1, 2/ и, кроме того, закалочные породы стекловатых апофиз диабазовых даек на юге Финляндии /54/.

"Гиалобазальты" на Урале были обнаружены в Ивдельском районе по р. Шегультан в грубослоистой толще, сложенной чередующимися слоями "туфа" и "гиалобазальта" /1/. Мощностъ "туфовых" слоев 1,5–3 м, а "гиалобазальтовых" – 1–2 м. "Гиалобазальты" и "туфы" – это темные, почти черные, со стеклянным блеском исключительно свежие породы.

"Гиалобазальты" – породы с шаровой отдельностью и гиалокристаллической структурой, сложенные стеклом (44–65 об. %) в мезостазице и плагиоклазами (31–47 %) и пироксенами (2–16 %) в микролитах. Плагиоклаз основной, зонарный с ядром битовнитового ( $Ан_{70-72}$ ) и внешними зонами лабрадоритового ( $Ан_{60-64}$ ) состава. Пироксены преимущественно моноклинные ( $Эн_{55}Фс_{27}Вол_{18}$ ), отчасти ромбические ( $Эн_{73}Фс_{27}$ ). Стекло черное с сильным блеском; в проходящем свете чистое, светло-буровато-зеленое с показателем преломления 1,584–1,589; оптически изотропное, рентгеноскопически со строением аморфного вещества. Твердость – 753 кг/мм<sup>2</sup>. Содержание воды – до 8–10 мас.%. Главная масса воды выделяется из стекла до 500–600 °С, причем на термограмме отмечается эндотермический пик в интервале 50–400 °С с минимумом при 150 °С. При прокаливании до 1000 °С "гиалобазальт" спекается, вспучиваясь и обретая красновато-бурю окраску. Это позволяет рассматривать стекловатые базальты р. Шегультан не просто как "гиалобазальты" (по определению безводные), а с поправкой на их водосодержание как "водосодержащие гиалобазальты" типа "гидроталилитов" и т.п.

"Туфы" представляют собой слабо сцементированные породы. Состав и структура их неоднородны. В "туфах" наряду с обломками кристаллов плагиоклаза и пироксенов обнаруживаются многочисленные угловатые обломки "гиалобазальта" размером до 5–6 см в поперечнике. Среди них изредка встречаются крупные обломки, подчас огромных размеров – до 2 м в поперечнике. Кроме угловатых обломков в "туфах" наблюдаются шаровые и эллипсоидальные базальтовые образования. Первые из них именуются /1/ "вулканическими бомбами". Количество их меняется в широких пределах. В одних слоях они единичны, в других обильны. "Гиалобазальты" в угловатых обломках и в шаровых и эллипсоидальных образованиях, а также в базальтовых покровах имеют сходные состав и структуру. Сходны они по уровню водосодержания. Все это вместе взятое свидетельствует об их принадлежности к единому комплексу вулканогенных образований, сформировавшихся в условиях подводных извержений. В этой связи есть основания уточнить номенклатуру рассмотренных вулканитов и "шаровые и эллипсоидальные образования" квалифицировать не как "вулканические бомбы", а как шары и подушки шаровых и подушечных лав, а "туфы" именовать не просто туфами, а гиалокластитам, в понимании этого термина по А. Ритману /34/. Подобно "гиалобазальтам" гиалокластиты, видимо, нужно определять как "водосодержащие гиалокластиты", поскольку в их химическом составе связанная вода неизменно присутствует.

Кроме базальтовых водосодержащих стекол в связи с вулканитами зеленокаменной полосы Урала наблюдаются также средние по составу андезитовые разности /2/. Макроскопически – это темные, почти черного цвета, стекла с четко выраженной перлитовой отдельностью. В проходящем свете они прозрачны, слегка окрашены в светло-зеленоватые тона; показатель их преломления – 1,530; оптически изотропны. Содержание воды высокое – до 10–11 мас. %.

Интересный пример основных водосодержащих стекол, содержащих 2–3 мас. %  $H_2O$ , приведен в описании бонинитов п-ова Кейп-Вогел в Папуа – Новая Гвинея /59/.

Основные водосодержащие стекла в краевых закалочных зонах субвулканических силловых и дайковых тел представляют особый интерес, поскольку в таких телах генетическая связь водосодержащих стекол с водами метеорного происхождения кажется весьма проблематичной. Стекла подобного типа встречаются крайне редко. Одна из публикаций о них /54/ посвящена стеклам и миндалинам из диабазов Оривеси в Южной Финляндии. Стекло состава субшелочного толеита было обнаружено в стекловатой апофизе диабазовой дайки, размещающейся вне зоны циркуляции метеорных вод. Длина апофизы 10 м при мощности 1–2 см. Несмотря на древность (1,6 млрд лет), стекло выглядит свежим, полностью лишенным признаков девитрификации. Редкие фенокристы (их менее 10 об. %) представлены плагиоклазом, иногда оливином. Воды в стекле до 8,8 мас. %.

Водосодержащие гиалокластиты – это не только гиалокластиты р. Шегультан, это еще и относительно широко развитая группа стекловатых вулканогенных обломочных пород, сформированных в условиях подводных и подледниковых базальтовых излияний. Она была выделена А. Ритманом /34/ среди подушечных лав в Ионическом море у подножия вулкана Этна. В прототипе ее представляют вулканические пеплы, состоящие из обломков стекла; А. Ритман предложил называть их гиалокластитам. Ассоциируя с подушечными лавами, гиалокластиты возникают в условиях быстрого охлаждения лав морской водой путем постепенного скалывания тонкой стекловатой корки закалывания лавы с поверхности лавовых подушек, когда послед-

ние во внутренних своих частях остаются в расплавленном состоянии. Эффект такой "десквамации" корок закалки пиллоу-лав является непрерывным, постоянно возобновляемым после каждого очередного скалывания. При этом объем подушек жидкой лавы становится все меньше и меньше; в определенных условиях этот процесс может привести к полной дезинтеграции подушек и к превращению их вещества в гиалокластит. Между гиалокластитовыми отложениями и потоками подушечных лав существуют все переходы. В переходных разностях гиалокластитовый материал заполняет промежутки между подушками, причем объемные соотношения между подушками и гиалокластитовым наполнителем колеблются в самых широких пределах от разностей, в которых подушки довлеют, к разностям, в которых главную массу породы составляют гиалокластит.

Гиалокластиты широко распространены в Исландии, где вместе с подушечными лавами ими сложены столовые горы, образовавшиеся при подледниковых базальтовых излияниях /53/. Гиалокластиты обнаружены в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов также в ассоциации с подушечными лавами /26/. Наряду с основными гиалокластитам изредка наблюдаются и средние их разности, связанные с подводными лавами островных дуг, например Курил или Камчатка /22, 33/. Гиалокластиты кислого состава были установлены на Арагацком нагорье Армении на фронте дацитовых лавовых потоков, изливавшихся в мелководные озера /41/.

Обломки гиалокластитов – это преимущественно плоские пластинки или угловатые осколки, лишь изредка ограниченные искривленными поверхностями. Размеры их отвечают размерам обломков в песках и алевролитах. Стекло обломков имеет состав исходных лав. В основных гиалокластитах оно в проходящем свете зеленое и бурое с показателем преломления порядка 1,575–1,603; в андезитовых гиалокластитах окрашено в более светлые тона с показателем преломления около 1,548 /26/, а в дацитовых – еще светлее с более низким светопреломлением. Стекла гиалокластитов всех разновидностей являются водосодержащими – в свежих разностях они содержат до 5 мас. %  $H_2O$  /23/, а в разностях, испытавших палагонитизацию, более 10 мас. % /22/. Эта их особенность и послужила поводом именовать их в настоящей работе "водосодержащими гиалокластитам".

Магматические палагониты описаны в ряде мест, в том числе в связи с породами трапповой формации Сибирской платформы /10, 20, 21, 29, 30/, среди основных вулканитов Исландии /6, 53/ и шаровых лав францисканской серии /44, 45/, в ассоциации с андезито-базальтами о. Уруп /33/, в составе пиллоу-лав срединно-океанических хребтов /26/. Магматические палагонитовые стекла выделены из "группы палагонита", представленной образованиями малоизученного палагонит-хлорит-хлорофейтового ряда. Магматический в нем – собственно палагонит. Что касается хлоритового и хлорофейтового членов, то они являются вторичными, псевдоморфными и прожилковыми.

Магматический палагонит в траппах Сибирской платформы охарактеризован на примере палагонитов из траппов Ыгыаттинской впадины /29, 30/. Палагонит этого типа наблюдается в сферических округлых и эллипсоидальных выделениях, количество которых достигает 30 об. %. Сфероиды палагонита имеют четкие контуры даже в контакте со стеклом мезостази базальтов. Размеры сфероидов не более 3 мм по длинной оси. Оптически и электронномикроскопически палагонит сфероидов определяется как вулканическое стекло. Макроскопически он коричневый, реже смоляно-черный; в проходящем свете светло-зеленый, разности желтой, желто-бурой и даже красно-бурой окраски также нередки. Показатели преломления сильно меняются. В одних

образцах траппов показатели его преломления 1,519–1,612, а в других – 1,413–1,453. Внутри отдельных выделений палагонита показатели преломления на нижнем пределе меняются в диапазоне 1,458–1,465, а на верхнем – 1,582–1,597. Водосодержание в ыгыаттинских палагонитах от 1,06 мас.% /30/ до 4,13–4,16 /10/ и даже до 7,02 мас.% /20/.

Магматические палагониты, связанные с подводными вулканитами о. Уруп /33/, в общем аналогичны ыгыаттинским. В виде изолированных сферических округлых и эллипсоидальных выделений они колеблются в количестве до 30 об.% в мезостазице витрофировых и порфировых лав. Размеры выделений 0,3–1,0 мм. Палагонитовое стекло исключительно чистое, в проходящем свете светло-зеленое; показатель преломления 1,470–1,483; оптически изотропно; водосодержание – 5 мас.%. Границы палагонитовых выделений резкие; подводящие к выделениям каналы не замечены. Микролиты плагиоклазов, как правило, ориентированы по касательной к поверхности сфероидов. Палагониты типа урупских обнаруживаются также в эффузивах других островов Курильской гряды, в частности на островах Итуруп, Симушир и Парамушир /33/.

На примере описанных палагонитов подтверждается их именно магматический генезис. Об этом свидетельствует: а) правильная округлая или эллипсоидальная форма палагонитовых образований, энергетически наиболее выгодная для жидких тел; б) отсутствие в них посторонних включений и подводящих каналов; в) резкая их граница со стеклом мезостазица; г) отсутствие реликтов этого стекла в выделениях; д) обтекание палагонитовых выделений микролитами плагиоклаза /33/.

Обособление сфероидов богатого водой палагонитового вещества произошло в магматическом расплаве до кристаллизации основных порообразующих минералов в результате ликвиации, обеспечивающей разделение расплава на две несмешивающиеся фазы: капельно-жидкостную палагонитовую и мезостазисную базальтовую /20, 21, 33/.

Достаточно высокие содержания воды в продуктах закалки не только кислых, но и основных магматических расплавов многократно подтверждены экспериментальными исследованиями расплавных систем гранитового, андезитового и базальтового состава при контролируемых  $P_{H_2O}$  и  $f_{O_2}$ . Исследования эти многочисленны и общеизвестны /12, 31, 46, 48, 49, 50, 52, 57 и др./. Следует отметить, что экспериментальные данные о растворимости воды в квазиматических расплавах практически идентичны данным о содержании воды в природных стеклах. Весьма характерен при этом примерно 10%-ный "пехштейновый" максимум водосодержаний в стеклах, кстати, по Р. Горансону /48/ – предельный для природных риолитовых стекол. В связи с ограниченной растворимостью воды в расплавах (и стеклах) отметим также в продуктах закалки насыщенных водой экспериментальных водно-силикатных расплавов наличие пузырьков воды, которые рассматриваются /27, 52/ в качестве обособившейся при закалке избыточной пароводной фазы. Пузыристая таких экспериментальных закалочных стекол довольно хорошо имитирует пузыристую литоидных пемз.

Термограммы стекол, полученных при закалке квазиматических расплавов, в принципе аналогичны термограммам естественных стекол /27/. На них, в частности, повторяются два эндотермических минимума, столь характерных для природных стекол (рис. 1), в том числе для "первичных перлитов" /28/.

Кроме водосодержащих стекол, получаемых при закалке квазиматических расплавов, интересны их аналоги, синтезированные при прямой гидра-

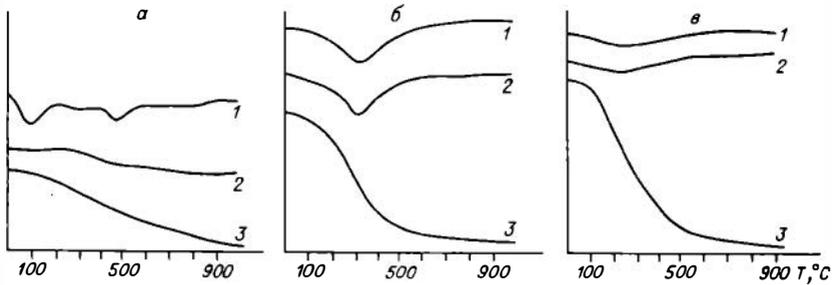


Рис. 1. Термограммы вулканических стекол /27, 28/.

а - "первичный перлит" (возникающий в зонах закалки вулканических и субвулканических тел); б - вторичный перлит" (возникающий при наложенной гидратации твердых стекол); в - "искусственный перлит" (полученный при гидратации экспериментальных стекол). 1 - ДТГ, 2 - ДТА, 3 - ТГ.

тации безводных стекол. Экспериментальные данные /27, с. 66-67/ свидетельствуют о том, что при близко идентичном уровне водосодержания в сравниваемых стеклах они различаются: на термограммах нагревания перлитов, полученных при гидратации стекол, отсутствует (либо незначительно проявляется) второй эндотермический минимум. Подчеркнем при этом, что такая кривая обезвоживания искусственных перлитов аналогична кривым обезвоживания "вторичных перлитов", возникающих при естественной гидратации природных стекол /28, с. 37-39/.

Специфика геологической позиции и внутреннего строения тел, сложенных водосодержащими вулканическими стеклами

Выше при описании водосодержащих основных стекол были приведены некоторые данные по их геологии, причем сделано было это намеренно именно в общей характеристике, а не в настоящем разделе, поскольку основные стекла формируются в подводной (и подледниковой) обстановке, т.е. в непосредствен-

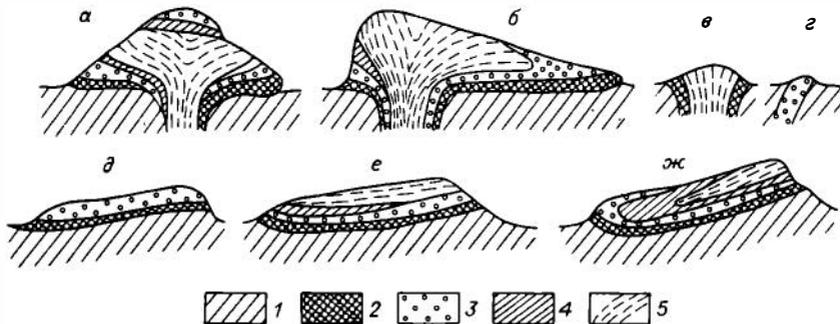


Рис. 2. Формы залегания кислых вулканических стекол /22/.

а, б - симметричный (а) и асимметричный (б) купола; в - шток (некк); г - дайка; д - простой лавовый поток; е - лавовый поток с перлитом в нижней части; ж - лавовый поток с перлитом в нижней и верхней частях. 1 - фундамент; 2 - брекчиевая лава и кластолава; 3 - перлит; 4 - породы переходной зоны; 5 - липарит.

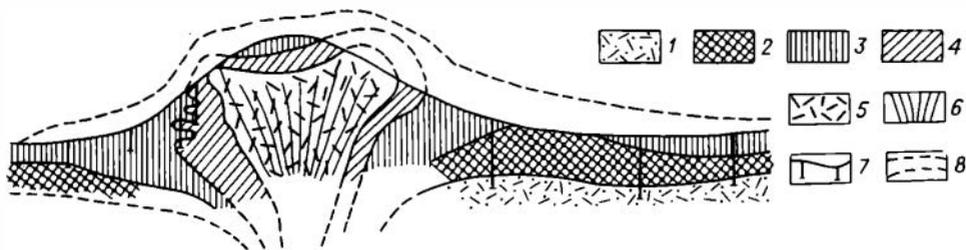


Рис. 3. Строение купола Ардо на окраине г. Берегово /22/.

1 - туфы липарита; 2 - брекчиевая лава и кластолава; 3 - перлит; 4 - породы переходной зоны; 5 - липарит; 6 - направление флюиальности; 7 - скважины; 8 - предполагаемые контуры.

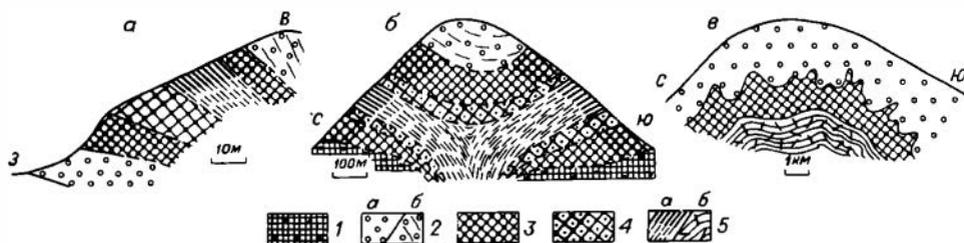


Рис. 4. Некоторые типы зональности в экструзивных телах Армении /27/.

а - пологий вулканический купол Малый Давагез; б - вулканический купол Базенк; в - Гомуш-Джаберский вулканический купол. 1 - пемза эксплозивного происхождения; 2 - перлиты: а - пемзовидные, б - флюиальные; 3 - обсидианы; 4 - сферолитовый обсидиан; 5 - вулканиты: а - "полустекловатая порода" (липарит-обсидиан), б - липарит.

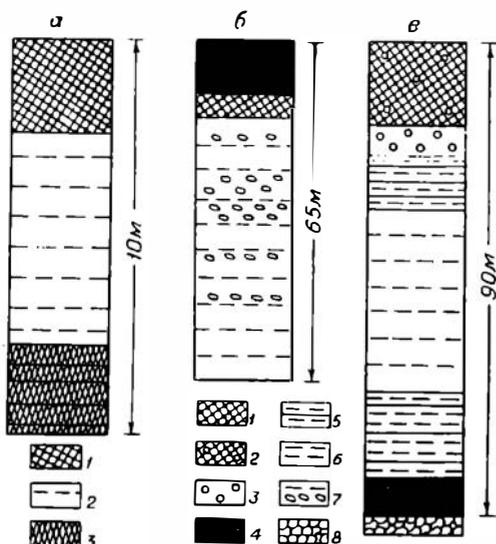


Рис. 5. Некоторые типы зональности в эффузивных телах Армении /27/.

а - зональный лавовый поток, юго-западный склон горы Артени; 1 - плотный перлит, 2 - липарит-обсидиан, 3 - перлит-обсидиан с включениями; б, в - зональный лавовый поток (б - вершина горы Артени, в - вулкан Гядис): 1 - массивный перлит, 2 - пемзовидный перлит, 3 - пемзовидный обсидиан, 4 - массивный обсидиан, 5 - липарит-обсидиан, 6 - липарит, 7 - липарит с минерализованными полостями, 8 - обсидиановая брекчия.

ном контакте с водой, и таким образом делают неопределенным решение вопроса о том, является ли их вода ювенильной или метеорной. Объектами, на примере которых вопрос о воде стекол решается в пользу ювенильного генезиса, являются тела кислых водосодержащих стекол.

Кислые водосодержащие стекла связаны преимущественно с молодыми, реже с древними кислыми же вулканическими комплексами. Их месторождения известны в ряде регионов СССР.

Особенности геологии кислых водосодержащих стекол в их первичном залегании (т.е. на месте формирования) иллюстрируются схематическими разрезами наиболее характерных тел (рис. 2), воспроизводимыми по Е.Ф. Малееву /22, с. 27/. Некоторые детали внутреннего строения такого рода тел вырисовываются на примере конкретных месторождений, в частности в разрезе вулканического купола Ардо возле г. Берегово в Закарпатье (рис. 3) по Е.Ф. Малееву /22, с. 27/, а также на разрезах куполов Базенк, Малый Давагез, Помуш-Джабер (рис. 4) и лавовых потоков комплекса Артени (рис. 5) в Армении по В.В. Наседкину /27/. Как видно из геолого-структурных данных, лавовые тела с водосодержащими стеклами обладают зональным строением, причем водосодержащие стекла размещаются на крайней периферии таких тел, как бы облекая их, и слагают в них эндоконтактные типично закалочные перлитовые и мареканитовые зоны. Последние по мере продвижения внутрь тела постепенно сменяются зонами более маловодных обсидиановых и им подобных стекол, переходящих далее в практически безводные липаритовые, дацитовые и т.п. вулканы внутренних частей названных тел.

Породы в зональных лавовых телах имеют плотное или массивное сложение. В отдельных случаях в них наблюдаются также пористые или пузыристые текстуры – свидетельства участия летучих компонентов в их формировании. Пористые текстуры при этом характерны для отдельных разностей безводных липаритов и дацитов внутренних зон (см. рис. 5). Многочисленные пустоты в этих породах, как правило, сообщаются. Что касается пузыристых текстур, то они наиболее типичны для пород крайней периферии зональных тел, в частности тех из них, внешняя перлитовая зона которых дорослена зоной литоидных пемз (см. рис. 4, 5). Пузыристость в этих пемзах увеличивается по мере перехода от плотных к пузыристым разностям и может достигать 25–60 % /14/. Повышенное (до 3–4 мас.%) содержание воды в стекле литоидных пемз /22, с. 142/ свидетельствует о его принадлежности к обсидианам и перлитам. Литоидные пемзы в краевых частях зональных тел известны во многих местах Армении, в том числе в пемзовых месторождениях Гутансар, Фонтан, Алапарис, Базенк и др. /22/.

В верхней и нижней частях лавовых потоков и по периферии экструзивных тел нередко наблюдаются образования типа кластолав, состоящие из обломков и глыб перлитов и обсидианов, сцементированных тонкозернистой (вспученной) лавой. Форма пузырей в цементе шаровая, размеры до 1 мм в поперечнике. Перлитовый и обсидиановый состав обломков в кластолавах указывает на образование водосодержащих стекол на ранних этапах становления вулканических тел, когда цементирующая обломки пузыристая водосодержащая лава и главная масса водосодержащего лавового расплава в потоке или куполе еще не утратили жидкостного состояния и пребывали в состоянии движения. Обломки в кластолавах – это, стало быть, фрагменты пород фации закалки, взламывающихся движущейся лавой.

Прямую информацию о высоком водосодержании магматических расплавов на еще более ранних стадиях вулканического процесса несут эксплозивные отложения шлаков и пемз, залегающих в основании лавовых потоков и в окружении экструзивных куполов. Пемзы и шлаки этих отложений являются

пирокластикой, представленной застывшими в полете обрывками сильно вспененной водосодержащей магмы, выброшенными из жерла вулкана при сильных взрывах. Они возникают при внезапном падении давления в магме непосредственно после взрыва жерловой пробки или при начальных извержениях. Во время полета обрывки лавы вспучиваются, затвердевают и затем растрескиваются на угловатые куски. Последние в тяжело нагруженной эруптивной туче трутся друг о друга и вследствие этого округляются /34/. Общая пористость пемз и шлаков достигает 60–80 %. Перегородки между порами в пемзах тонкие (0,1–0,001 мм); сложены стеклом, содержащим некоторое количество воды. Пузыристость шлаков и пемз, а также водосодержание в стекле перегородок между пузырями свидетельствуют об участии магматических водяных паров в формировании не только отложений эксплозивных шлаков и пемз, но и извергающихся вслед за ними лавовых потоков и куполов, в том числе зональных их типов с периферическими зонами водосодержащих вулканических стекол – литоидных пемз, перлитов и обсидианов.

### О природе воды в водосодержащих вулканических стеклах

Итак, для решения вопроса о природе воды в вулканических стеклах наиболее интересны материалы по их кислым разностям. Из анализа этих материалов, в частности, следует, что наиболее насыщенные водой вулканические стекла постоянно размещаются в лавовых телах зонального строения и являются, как правило, непосредственно эндоконтактными, остеклованными при закалке магматических расплавов. Специфика геологической позиции кислых водосодержащих стекол в конкретных вулканических телах определяется, таким образом, следующими чертами.

1. Зоны, сложенные водосодержащими стеклами, выступают в названных телах как периферические по отношению к внутренним зонам.
2. На крайней периферии тел зоны водосодержащих стекол нередко переходят в окаймляющие их зоны литоидных пемз.
3. На переходах во внутренние части тел зоны водосодержащих стекол сменяются зонами маловодных стекол, которые затем переходят в ядерную зону сухих или почти сухих, иногда изобилующих пустотами вулкаников.

Это – упрощенные типы зональности, характерные для лавовых потоков (см. рис. 5), отчасти для экструзивных куполов упрощенного внутреннего строения (рис. 3 и 4, в). Тела имеют более сложное строение, представлены чаще экструзивными куполами соответственно с более сложным типом зональности (рис. 4, а, б). Впрочем, эта их сложность, в принципе, отвечает многократному повторению элементов простой зональности, нередко с выпадением из зональной последовательности тех или иных зон. Последнее напрямую зависит от этапности фаз формирования зональности или числа лавовых излияний, кроме того, от степени нарушенности первичного залегания тел разрывной тектоникой, от уровня денудационного среза и т.д.

Принадлежность водосодержащих стекол к образованиям фаши закалки магматических расплавов свидетельствует о магматической их природе. В согласии с этим вода вулканических стекол представляется первично-магматической, свойственной самой магме, т.е. водой, законсервированной в стекле на месте его образования во время закалки магмы, и не является привнесенной из боковых пород или из жидких еще не отвердевших порций расплава. В этой связи водосодержащие вулканические стекла выступают как продукт остеклования изначально "гидратизированной" магмы. Уро-

вень водосодержания в стекле при этом примерно адекватен уровню водосодержания в магме на момент, непосредственно предшествующий ее закалке, и равным образом, на все последующие моменты формирования каждой из названных зон. По уровню водосодержания в стеклах можно судить также о степени совершенства и эффективности механизмов консервации воды в стекле во время закалки исходного расплава и, в том числе, о характере процессов дальнейшего становления оставшейся в жидком состоянии незакаленной части расплава.

Максимум эффективности механизмы консервации магматической воды в стеклах обнаруживают при высоких скоростях охлаждения, т.е. при быстрой закалке расплава. Поэтому именно кинетикой процессов охлаждения и отвердевания исходных расплавов и определяется специфика зональности внутреннего строения тел с водосодержащими вулканическими стеклами, в том числе мощность и последовательность формирования каждой из породных зон в таких телах. Процессы эти представляются многофакторными. Главнейшими в них выступают физико-химические параметры как самого расплава, так и среды его охлаждения. Скорость охлаждения расплава, а также скорость формирования и тип зональности магматических тел зависят от химического состава и физических свойств исходных расплавов (степени их флюидонасыщенности, их теплоемкости, температуры кристаллизации и температуры остеклования в присутствии флюидов и без флюидов, их реологических свойств), от температуры, давления и теплоемкости вмещающей среды.

Заметим здесь, что охлаждение, остеклование и кристаллизация водосодержащих магматических расплавов в отличие от аналогичных процессов в сухих расплавных системах осуществляются в неустойчивом режиме и имеют двойственный характер. Кроме типичного для сухих систем большего или меньшего кондуктивного рассеивания в окружающую среду теплоты охлаждения и теплоты отвердевания процессы эти включают в себя и массопотери при обезвоживании расплава. Максимум таких потерь падает на периоды разгерметизации системы и ухода воды за ее пределы через проницаемые для летучих компонентов и непроницаемые для расплава экзо- и эндотектонические трещины. При этом на фоне интенсивных конвективных тепло- и массопотерь закономерно изменяется состав самих расплавных систем. Из "мокрых" они становятся "сухими". При температурах обезвоживания такие "осушенные" системы обнаруживают склонность к сильному переохлаждению и соответственно к интенсивному остеклованию. Масштабы того и другого в каждом конкретном случае определяются не столько и не просто скоростями охлаждения, сколько скоростями обезвоживания, которые зависят, как сказано выше, от физических свойств и химического состава остекловывающегося расплава и в значительной мере от состава и состояния среды его охлаждения. Закалка водосодержащего расплава, таким образом, является не только термическим процессом, осуществляющимся в режиме интенсивных тепловых потерь при резком перепаде температур в контакте с холодным окружением, — главным в ней становится обезвоживание. Отметим, что в этих условиях остеклование и быстрая кристаллизация водосодержащего расплава могут происходить и в квазиизотермическом режиме.

Важной деталью строения некоторых зональных тел с эндоконтактовыми зонами кислых водосодержащих стекол являются зоны пузыристых водосодержащих стекол, сформированных на крайней периферии таких тел. Пузыристость пород служит чуть ли не прямым указанием на высокие водосодержания в исходной для них магме, несмотря на то, что летучая фаза, неког-

да заполнявшая пузыри во вспененной магме, в пузырях продуктов остеклования магмы сейчас полностью отсутствует.

Явление пузырения свойственно лишь водосодержащим магматическим системам. В рассматриваемом случае возникает оно при падении общего давления, обуславливающим понижением флюидного давления в магме и, соответственно, понижением предела растворимости воды в ней. При этом часть воды, избыточная против количества, соответствующего новому более низкому пределу растворимости, обособляется в самостоятельную водно-паровую фазу — происходит ретроградное кипение магматического расплава. Объем высвободившейся из него флюидной фазы и, следовательно, масштабы пузырения определяются в данном случае исходной концентрацией воды в расплаве, т.е. ее исходным парциальным давлением, и глубиной спада общего давления. Чем они значительнее, тем масштабнее пузыристость вспененной магмы и, равным образом, пузыристость литоидных пемз.

Вспучивание водосодержащего расплава при его декомпрессии является реакцией расплавной системы на новую обстановку пониженных общего и флюидного давлений. Такая реакция может осуществляться лишь в жидкостно-магматическом состоянии. Она должна протекать во время становления лавовых куполов или при движении лавовых потоков, когда все еще возможна эффективная миграция летучих компонентов из магматического расплава.

Сказанное о механизме формирования вспученных расплавов и пузыристых лав — это, разумеется, лишь первое приближение. Конкретные картины вспучивания природных расплавов и консервации в них остаточной воды с последующей закалкой вспученных, но все еще водосодержащих расплавных систем сложнее. Впрочем, несмотря на сложность естественного разнообразия конкретных вариантов, все они включают функционирование механизмов пузырения расплавов не после, а во время становления магматических тел, т.е. еще в расплавном состоянии. Действие этих механизмов прекращается закалкой расплава. Закалка служит не только фиксатором особенностей динамики отделения летучих компонентов, но и единственным способом сохранения первичномагматической воды в продуктах закалки и пузыристости вспененной магмы.

С образованием зоны закалки в окружении еще не отвердевшей части расплава формируется барьер, непроницаемый для магматических паров и газов, существенно ограничивающий стоки тепла с остывающего расплава. Термический градиент на контакте расплава с породами закалки при этом снижается; соответственно уменьшаются скорости охлаждения и сильно угнетается процесс консервации воды в продуктах отвердевания расплава. Вода на этом этапе медленного охлаждения расплава поначалу входит в состав менее водосодержащих стекол, а потом фиксируется в составе водосодержащих магматических минералов. Ее присутствие способствует возникновению сферолитовых и волокнистых текстур в вулканитах. Что касается избыточной воды, то она обособляется в парогазовую фазу, которая либо остается в еще горячих породах в эндомагматических газовой-жидких включениях и во всевозможных порах и трещинах, либо покидает их после их разгерметизации, мигрируя, за пределы остывающего магматического тела по различным эндо- и экзотектоническим трещинам. Свидетельством полного осушения расплава служат обильные пустоты в сухих вулканитах внутренних зон зональных тел. Примером этого является "зона равномерно-полосчатого липарита, который содержит многочисленные пустоты" в вершинном потоке Артени (см. рис. 5), а также "липарит с минерализованными полостями" из того же потока /27, с. 108/. Но наиболее распространенным типом становления зональных вулканических тел является вариант с формированием плотных (лишенных пустот)

вулканитов во внутренних частях зональных тел, например дацитов в некке горы Берглю или липаритов в Гюмуш-Джраберском куполе /27, с. 110–113/. Очевидно, это – случаи, когда вода оставила расплавленную систему еще во время ее становления.

Схематически этапы формирования различных типов зональных тел с кислыми водосодержащими стеклами изображены на рис. 6.

Итак, формирование водосодержащих стекол в краевых частях зональных тел является результатом "закалки" водосодержащих магматических расплавов, осуществляющейся за счет не только интенсивных теплопотерь, но и резкого осушения водосодержащего расплава, т.е. его "переохлаждения" через дегидратацию. При этом расплав из "мокрого", нагретого до температур "мокрого" ликвидуса, превращается в "сухой", для которого ликвидусные температуры предшествующего его состояния оказываются субсолидусными. В итоге такой метаморфозы происходит сильное "переохлаждение" расплава и быстрое его остеклование с фиксацией большей части магматической воды в образующемся водосодержащем стекле. Масштабы этого процесса определяются масштабом каждого конкретного ритма дегидратации и изначальным запасом воды в магме в камере ее становления. Зональность рассмотренных тел, стало быть, отражает динамику ритмически постепенного осушения водо-

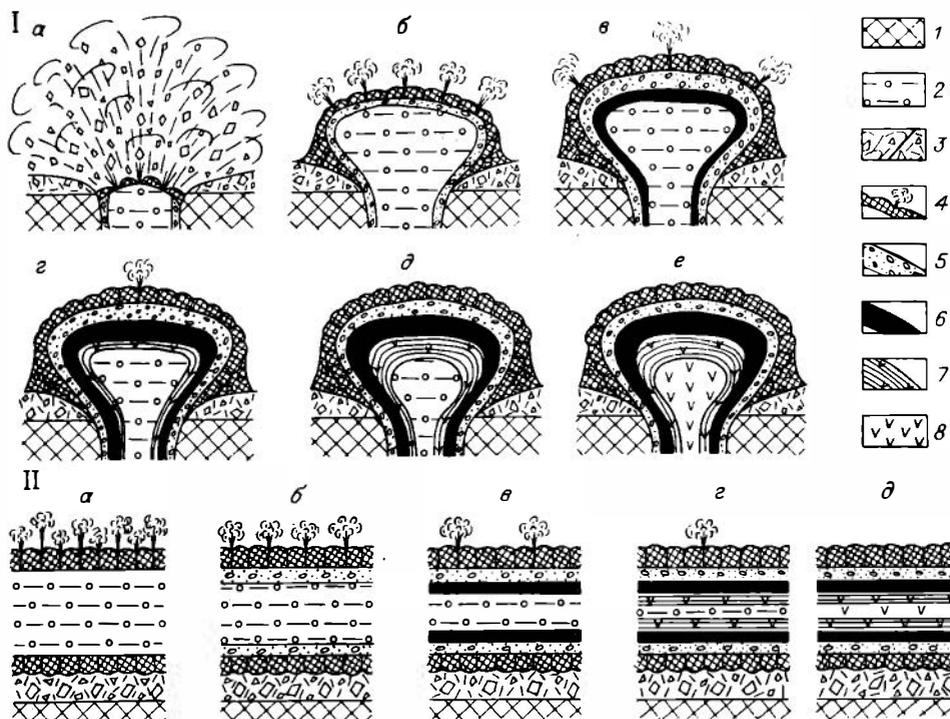


Рис. 6. Схемы формирования зональности в экструзивных (I) и эффузивных (II) телах с зонами закалочных водосодержащих вулканических стекол.

а – е – этапы формирования. 1 – породы фундамента; 2 – расплав; 3 – взрывные пемзы; 4 – брекчиевые лавы и кластолавы; 5 – пемзовидный перлит (литойдная пемза); 6 – перлит, 7 – перлит–обсидианы (мареканиты) и обсидианы; 8 – риолиты, риодациты, дациты и т.п.

содержащих лавовых расплавов с образованием зон, сложенных все более и более сухими вулканидами, с фиксацией в породах этих зон водосодержаний, свойственных каждой исходной для них порции расплава на момент ее отвердевания.

Водосодержащие стекла среди пород "глыбовых и пирокластических потоков" или "вулканических конусов и покровов" в отличие от водосодержащих стекол зональных тел образуются по-иному. Это уже не столько продукты прямой закалки дегидратирующихся расплавов, сколько пирокласты, сваренные при участии вулканических газов и паров и являющиеся продуктами становления "раскаленных туч" или "раскаленных лавин". Впрочем, и в этом случае, похоже, не может быть речи о формировании этих стекол при по-настоящему "вторичной" гидратации пирокластов по той причине, что вулканические пары и газы раскаленных туч и лавин, обеспечивающие эту гидратацию, и сами пирокласты извергались вулканом как нечто целое, составляющее единую твердофлюидную систему. Образование водосодержащих стекол в такой системе связано со спеканием пирокластов, т.е. деятельным участием парогазовой фазы. Не исключено, что экзотермические реакции окисления "горючих" составляющих такой фазы поставляют тепло, необходимое для гидратации и последующего сваривания и остеклования пирокластов.

Закалочные водосодержащие стекла краевых зон зональных тел, в том числе "первичные перлиты" /28/, отличаются от водосодержащих стекол, образовавшихся при гидратации вулканических стекол, в частности от "вторичных перлитов". Последние "обычно связаны с зонами гидротермального изменения вулканических пород" – зонами "монтмориллонитизации, цеолитизации и каолинизации" /28, с. 37/ и обязаны своим появлением гидратации, обеспечиваемой деятельностью одних и тех же гидротермальных растворов, по видимому, несколько более высокотемпературных. Принципиальная разница между "первичными" и "вторичными" вулканическими стеклами явствует не только из специфики их геологической позиции. Она четко проявлена и термоаналитически, а именно в упомянутых выше отличиях характера кривых нагревания (см. рис. 1).

Итак, в рамках рассмотренной концепции вода водосодержащих вулканических стекол представляется ювенильной, свойственной магме, по всей вероятности, на всех этапах магматической эволюции, начиная с рождения магмы в первичном магматическом очаге и кончая ее становлением в вулканическом куполе или лавовом потоке с формированием на периферии этих тел эндоконтрактных оторочек водосодержащих стекол – образований фации закалки водосодержащих магм. Вывод этот в принципе не нов и в той или иной мере отражен в публикациях ряда авторов /7, 24, 25, 33, 47, 51, 58, 59 и др./.

Однако существуют и иные решения вопроса об источнике воды в водосодержащих стеклах. Одно из них признает двоякую природу этой воды: ювенильную и метаморфическую /16/. В другом варианте того же решения магматический генезис воды хотя и признается, но считается, что вода заимствуется магмой из окружения /13, 15, 55 и др./.

Согласно представлениям И.С. Кармайкла, метеорная вода входит в магму еще до ее излияния за счет инфильтрации и диффузии через расплав. "Образующиеся из такой магмы пемзовые и стекловатые породы могут при излиянии терять воду, а затем ... «насыщаться» просачивающейся метеорной водой уже на поверхности" /15, с. 237–238/. В третьем, сейчас наиболее распространенном, варианте решения источник воды в стеклах считается метеорным /8, 9, 15, 27, 28, 32, 39, 56 и др./.

В основе представлений о метеорном происхождении воды в природных

стеклах лежат следующие два главных положения: 1) признание того, что при низких давлениях содержание воды в магме не может быть настолько высоким, чтобы обеспечить при ее закалке образование стекол с высоким содержанием воды; 2) данные изотопногеохимических исследований по определению величин отношений изотопов кислорода ( $O^{18}/O^{16}$ ) и водорода ( $D/H$ ), будто бы однозначно свидетельствующие именно о метеорном происхождении воды в перлитах и пехштейнах. "Маловодность" и даже сухость магмы на уровнях, где формируются водосодержащие стекла, а также "метеорноводный" характер отношений изотопов кислорода, по мнению сторонников данной концепции, автоматически исключают магматический генезис воды в стеклах, оставляя взамен единственную альтернативу – наложенную гидратацию стекол водой постороннего происхождения. Оба эти положения подаются зачастую как нечто абсолютное, несмотря на то, что геологические условия залегания водосодержащих стекол в краевых закалочных зонах зональных тел прямо свидетельствуют о магматическом генезисе воды в стеклах, исключая полностью возможность привноса воды извне, неважно, из метеорного источника или из расплава внутренних частей магматической камеры. Налицо, таким образом, два противоположных решения серьезной петрологической проблемы. Чтобы как-то рассеять туман возникших противоречий, рассмотрим более детально оба названные положения "метеорноводной" концепции.

Прежде всего несколько замечаний к первому из положений, в частности по поводу утверждения о невозможности существования силикатных расплавов с повышенным содержанием воды в поверхностных и близповерхностных условиях. Сразу же заметим, что трудности, обуславливаемые этим ограничением, существенны лишь в случае весьма мобильных систем, например, типа базальтовой магмы, обладающей высокой подвижностью и в полностью обезвоженном состоянии. Сказанное к магмам кислого состава может быть отнесено с существенной оговоркой, поскольку кислые магмы имеют низкую вязкость и высокую мобильность лишь в условиях высокого насыщения водой, т.е. в состоянии систем, закрытых в отношении летучих компонентов.

Переход водосодержащих магматических систем на открытый режим после их разгерметизации сопровождается снижением уровня их водосодержания до значений, соответствующих новому общему давлению. С потерей воды кислые магмы быстро становятся весьма вязкими и потому малоподвижными, быстро остекловывающимися и кристаллизующимися. Обезвоженные отвердевшие их продукты при этом закупоривают магмовод. Это может обусловить новое подпруживание летучих компонентов под лавовой пробкой и привести к накоплению летучих в подпруженном расплаве и превращению его опять во флюидосодержащую магматическую систему с параметрами состояния, приближающимися к ее параметрам на момент, предшествующий разгерметизации системы и переходу ее на открытый режим. Продолжительность такой флюидизации магмы под лавовой пробкой будет зависеть прежде всего от механической прочности пробки, которая определяется рядом факторов, в том числе масштабностью и глубиной предшествующей дефлюидизации магматической системы. Чем масштабнее и глубже этот процесс, чем суше получающийся в итоге расплав, тем быстрее он отвердевает, тем большей оказывается масса пород в лавовой пробке, тем она мощнее и крепче.

Прочность лавовой пробки зависит от состава лав, поскольку разные по составу расплавы по-разному реагируют на их осушение. Не случайно именно поэтому вулканы, извергающие кислые вулканиты, функционируют преимущественно в закрытом режиме, а изливающие базальтовые лавы – в открытом. Рост флюидного давления под пробкой при флюидизации расплава за счет флюидов, поступающих с глубоких уровней магматической колонны, продолжается

до тех пор, пока не будут превышены предел прочности лавовой пробки и петростатическое давление на данном уровне глубинности, пока не произойдет очередная эксплозия и разрушение пробки. Предел флюидного давления, разрушающего лавовую пробку, меняется в зависимости от состава лав и на максимумах, свойственных вулканам, извергающим более кислые вулканиты, оценивается величинами до 5 кбар (0,5 ППа) и выше /4/ для промежуточной (под лавовой пробкой) магматической камеры, т.е. на относительно небольших субвулканических глубинах. Флюидных давлений такой величины более чем достаточно для того, чтобы перед началом очередного эксплозивного извержения иметь в расплаве под лавовой пробкой водосодержания, сопоставимые с наблюдаемыми в водосодержащих вулканических стеклах. Учитывая это, мы, очевидно, вправе констатировать, что упомянутое выше противоречие между высоким содержанием воды в стеклах и низким в расплавах, находящихся под малым давлением, следует считать справедливым лишь для открытых систем. Оно не возникает в случае закрытых систем, для которых высокие давления на близповерхностных уровнях глубинности не являются противоестественными. Одним из свидетельств фиксации повышенных содержаний магматической воды при закалке водосодержащего магматического расплава является пример "субинтрузивных первичных перлитов", образующихся тогда, когда "магма, внедрявшаяся по трещине, застывает вблизи поверхности в виде стекла" /28, с. 32/.

Что касается противоречий, связанных с данными изотопногеохимических исследований, то они также могут быть сняты, правда с несколько большими трудностями для "ювенильной" концепции. Первое, что в связи с ними следует заметить, – это широко развитая среди геологов "эйфория" в отношении возможностей, создаваемых определениями изотопного состава кислорода ( $O^{18}/O^{16}$ ) и водорода (D/H). Она существует, несмотря на то, что изотопногеохимическое изучение названных элементов "...сопряжено с определенными трудностями, прежде всего с тем, сохранились ли изотопные соотношения в течение последующего охлаждения минералов или нет" /37, с. 200/. "Магматическая вода – это вода, которая полностью химически и изотопно обменивается при магматических температурах с магматической системой...", что, по И.Хёфсу /40, с. 83/, "... не дает возможности отличить ювенильную воду, образовавшуюся при дегазации нижней коры и верхней мантии, от циркулирующей метеорной воды из осадочных пород, которая впоследствии химически и изотопно обменялась с магматической системой". "...Магматические воды могут показывать широкую изменчивость величины отношения  $O^{18}/O^{16}$ ", в связи "с процессами кристаллизационной дифференциации", с задержкой отделения флюидов до "низких температур уже после консолидации магматического материала" /36, с. 120–121/ и т.п. Это цитирование при желании можно было бы продолжить, однако и приведенных высказываний специалистов в области геохимии стабильных изотопов достаточно для того, чтобы полагать, что не все так уж абсолютно в теоретических построениях на базе изотопных отношений кислорода и водорода. Эти отношения в процессе фракционирования названных изотопов могут существенно меняться и, таким образом, в каждом конкретном случае будут сами нуждаться в дополнительной корректировке.

Учитывая это, мы применительно к водосодержащим вулканическим стеклам, очевидно, вправе предположить, что разница в изотопных отношениях кислорода и водорода в "обсидиановой" и "перлитовой" водах определяется отнюдь не тем, что они являются разными будто бы изначально, а преж-

де всего разницей в условиях и формах вхождения той и другой воды в структуру стекла и, соответственно, разницей в условиях и способах обмена их кислорода и водорода на кислород и водород структурных комплексов силикатного вещества стекла.

Известно [27, 42 и др.]; что вода в перлитовом стекле находится главным образом в двух формах: молекулярной и групп  $\text{OH}^-$ , характерных соответственно для низкотемпературной "перлитовой" и высокотемпературной "обсидиановой" воды. Два названных типа воды возникают практически одновременно и находятся в стекле с момента остеклования расплава, когда в связи с термической закалкой и понижением общего и флюидного давлений главная масса воды становится избыточной и сбрасывается в парогазовую фазу. Последняя при этом фиксируется не только в макропузырях пемз и шлаков или в микроскопических кристалло-флюидных и флюидных включениях, но также в молекулярных обособлениях перлитовой воды, близко аналогичных структурным обособлениям воды цеолитового типа. Обсидиановая вода, не избыточная в таких условиях, остается прочно связанной со структурными элементами стекла, как бы растворенной в нем.

При таком разделении форм магматической воды возможности и условия изотопного обмена кислорода и водорода для каждого из типов воды будут различаться. Наиболее эффективными они будут для перлитовой "свободной" молекулярной воды и менее благоприятными для воды обсидиановой, тесно связанной в структуре стекла с гидроксильными группами. Именно по этой причине перлитовая вода, хотя и магматическая по природе, в условиях оптимизированного изотопного обмена обретает отношения  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ , близкие к отношениям  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$  метеорных вод, как бы трансформируется в метеорную, а обсидиановая вода, оказавшись в условиях затрудненного изотопного обмена, по этому критерию определяется по-прежнему как магматическая, а не метеорная.

Недостаточны предлагаемые сторонниками "метеорноводной" гипотезы механизмы вовлечения метеорной воды в процесс образования водосодержащих стекол. Так, вызывает возражение механизм заимствования воды из окружения вулканических тел во время их формирования. Против этого свидетельствует прежде всего то, что при крутых градиентах температур в контактах таких тел сухие расплавные системы в условиях эффузивной и субэффузивной фаций должны испытывать быструю закалку с образованием панциря стекловатых пород, практически непроницаемого для воды. Горячий вулканический купол и, особенно, поток, вступая в непосредственный контакт с влажным окружением, будет вызывать в нем фреатомагматические явления, выражающиеся как минимум в бурном превращении воды в пар высокого флюидного давления, в удалении пара из пород экзоконтакта, в осушении окружения, тем больше, чем выше температура и масса закаленного потока или купола. Отсутствие признаков "трансапоризации" в повсеместно совершенно свежих базальтах подводных лавовых извержений в пределах акватории Мирового океана — наглядное свидетельство того, что метеорная вода не проникает в вулканические купола и лавовые потоки и не гидратирует стекла в зоне их закалки. Пузыристыость глубоководных лав указывает на громадное давление паров воды, развиваемое при лавовых излияниях. Дополнительным подтверждением справедливости сказанного могут служить все фреатические типы вулканических извержений. Против трансапоризации магм метеорными водами глубинной циркуляции, а также против возможности вовлечения этих вод в глубинное магомобразование выступает та же аргументация.

Известно, что вне зон инфильтрации мантийных флюидов, т.е. на обшир-

ных пространствах развития регионального метаморфизма, четко проявлена закономерность, в согласии с которой увеличение глубины погружения метаморфизируемых осадков сопровождается ростом давления и температуры с одновременным осушением пород вплоть до образования практически безводных кристаллосланцев. Осушение с погружением на глубину при этом является результатом приспособления пород к все более жестким РТ-параметрам новой физико-химической обстановки. При таком приспособлении минеральные парагенезисы в породах становятся суше. Одновременно с повышением температуры среды и общего давления и, соответственно, с увеличением флюидного давления некогда связанная в этих парагенезисах вода уходит прочь, причем не вглубь на более энергизированные геотермические и геобарические уровни литосферы, а, наоборот, на более высокие менее нагруженные и менее разогретые уровни в область пониженных флюидных давлений и большей водонасыщенности пород. Такие механизмы регуляции водосодержания в породах разреза земной коры исключают возможность сколько-нибудь действенной нисходящей миграции метеорных вод и таким образом сводят на нет поступление этих вод не только в глубинные, но и в промежуточные магматические очаги, а также в магматические камеры будущих интрузивов. На невозможность поглощения горячей магмой метеорной воды указывали многие исследователи (в том числе /7, 11, 43/).

Вряд ли можно признать удачной попытку представить образование водосодержащих вулканических стекол как результат наложенной гидратации сухих стекловатых пород краевых зон вулканических тел за счет магматических вод внутрикамерной циркуляции /22, с. 142; 27, с. 109, 192; и др./.

Картина образования водосодержащих стекол, по В.В. Наседкину, рисуется в следующем виде: 1) "летучие компоненты из центральных частей вулканического тела мигрируют в краевые зоны", диффундируя через хотя и горячее, но уже твердое вулканическое стекло; 2) в краевых зонах "вязкость горячего стекла при этом понижается и оно переходит в пластичное состояние"; 3) возникает "стеклоподобный расплав", который "способен поглощать и удерживать большее количество летучих, нежели ионный расплав в аналогичных условиях"; 4) в последующем в зависимости от соотношения  $R_{H_2O}$  в "стеклоподобном расплаве" и  $R_{общ}$  он дает либо невспученное перлитовое, либо вспученное пемзовидное и пемзовое водосодержащее вулканическое стекло, причем все это при "высокой температуре порядка 800–900°", когда "температура лавы внутренних частей тел была не менее 1000°" /27, с. 192–193/.

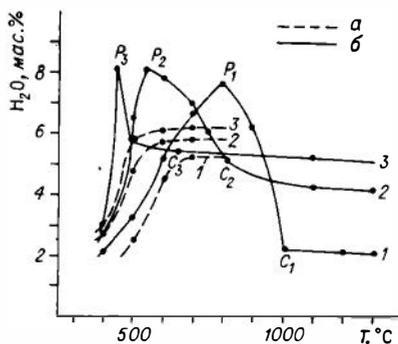
Первое, что обращает на себя внимание в рассматриваемом механизме гидратации, – это преувеличение возможностей диффузии воды через твердое горячее обсидиановое стекло краевых зон формирующихся вулканических тел. Даже в жидком аломосиликатном расплаве – среде, структурно несравненно более благоприятной для диффузии летучих, – процесс этот является весьма затруднительным (см., например, /3, 4, 42/) и не может рассматриваться как геологически сколько-нибудь значимый, особенно в условиях быстрого охлаждения вулканических тел. "Стекловатое ... состояние затрудняет миграцию флюидов в массиве, поэтому различные стекла оказываются насыщенными ими в различной степени... В результате стекла близкого состава ... при одних и тех же РТ-условиях могут раскристаллизовываться в различной степени" /38, с. 92/.

Эффективность диффузии воды в горячем обсидиановом стекле В.В. Наседкин пытается обосновать ссылкой на результаты экспериментальной "гидратации твердого стекла" /27, 28/, осуществленной при 300, 800 и 1500

Рис. 7. "Физико-химические условия гидратации стекла" /27, 28/.

а - "изобары гидратации вулканического стекла" (обсидиана Артени) /27, фиг. 19/; б - то же /28, фиг. 7/.

1 - 300 бар, 2 - 800, 3 - 1500 бар.  $P_1, P_2, P_3$  - точки "псевдосолидуса" - "максимального содержания воды на границе твердое стекло - пластическое стекло";  $C_1, C_2, C_3$  - "точки солидуса".



бар. Данные этих экспериментов приведены в монографии /27, с. 59-61, табл. 16 и фиг. 19/ и с существенными изменениями в статье /28, с. 30-32 и фиг. 7/. При первом знакомстве с этими материалами сразу же обращает на себя внимание ряд несовпадений в изложении одних и тех же экспериментальных данных. Особенно четко это видно при сравнении графиков изобар гидратации трех образцов "обсидиана Артени", произведенном нами с помощью рис. 7, на котором совмещены данные из обеих работ. Сравнивая эти данные, видим, что на кривых первого графика (см. рис. 7, кривые "а") фигуративные точки максимума гидратации твердого стекла едва достигают уровня 6 мас.%  $H_2O$  и 700 °C. На кривых гидратации тех же образцов "обсидиана Артени" со второго графика (см. рис. 7, кривые "б") фигуративные точки максимума гидратации ( $P_1, P_2, P_3$ ) фиксируются уже на уровне

8 мас.%  $H_2O$  при максимальной температуре на изобаре 300 бар порядка 800 °C.

Еще одно различие в сравниваемых графиках: на первом из них предел насыщения водой на изобаре 1500 бар дан на уровне 500 °C, для изобары 800 бар - на уровне 600, для изобары 300 бар - на уровне 700 °C, тогда как на втором графике этот предел для тех же изобар поставлен на уровне соответственно 420, 480 и 800 °C, т.е. с разницей -80, -120, +100 °C.

Вызывает недоумение и разница в поведении каждой из изобарных кривых при температурах выше предела насыщения водой - на первом графике все три изобары (см. рис. 7, кривые 1, 2, 3) держатся на уровне предела насыщения водой (около 6 мас.%  $H_2O$ ) вплоть до 800 °C, в то время как на втором графике для изобары 1500 бар в интервале 420-800 °C и для изобары 800 бар в интервале 480-800 °C предел насыщения снижается с 8 до 5,5 мас.%  $H_2O$ ; аналогично ведет себя изобара 300 бар, для которой в интервале 800-1000 °C предел насыщения снижается с 8 до 2 мас.%  $H_2O$ .

Два существенно различных результата гидратации одного и того же "обсидиана Артени" на совмещенном графике вызывают вполне естественные сомнения в их корректности, что усугубляет анализ соответствия или несоответствия приведенных данных конкретной геологической действительности вулканических куполов и потоков. Напомним, что для последних характерна асимметрия в строении эндоконтактных зон, которая в обобщенном виде строится в последовательности постепенного убывания водонасыщенности стекол от литоидных пемз крайней периферии тел и далее внутрь тела через нормальные перлиты, мареканиты и обсидианы до безводных стекловатых вулканитов внутренних частей купола или потока. Степень соответствия этих конкретных геологических закономерностей с данными гидратации "обсидиана Артени", в принципе, может служить критерием качества экспериментов и выводов, сде-

ланных на их основе. Рассматривая в этом аспекте данные обоих графиков гидратации, видим, что они противоречат геологическим данным: вместо упомянутой выше геологической последовательности изменения состава зон в эндоконтакте остывающих вулканических тел по данным как первого, так и второго графика получается нечто совсем иное. Последовательность, определяемая по графикам, в обоих случаях начинается не максимально водонасыщенными литоидными пемзами, а обсидианами, т.е. стеклами с минимальным водосодержанием. При этом положение литоидных пемз и перлитов вопреки реальной геологии отодвигается от контакта к границе между твердыми и пластическими стеклами, обозначенной точками "псевдосолидуса" ( $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ ) и размещающейся в удалении от контакта.

Картина зональности вулканических тел с водосодержащими стеклами, воспроизведенная по данным В.В. Наседкина /27, 28/, противоречит не только геологической действительности – она не отвечает закономерностям гидратации, им постулируемым. По В.В. Наседкину, "первичная" гидратация твердого стекла осуществляется в апикальных частях тел за счет воды, освобождающейся при кристаллизации магмы и мигрирующей через твердое стекло в область пониженных давлений и температур. Вода, понижая температуру солидуса, способствует размягчению стекла и превращению его в пластичный "стеклоподобный расплав", способный "поглощать и удерживать большее количество воды, нежели ионный расплав в аналогичных условиях" /27, с. 192/. Свойствами "стеклоподобного расплава" определяется возможность формирования вулканических стекол с "аномально" высоким содержанием воды, в частности плотных и вспученных перлитов, а также взрывчатых пемз. Оптимум процесса образования водосодержащих стекол в согласии с этим оказывается напрямик связанным с этапом формирования стеклоподобного расплава: чем больше этого "расплава", тем больше водосодержащего стекла. Такая трактовка процесса, однако, не согласуется с содержанием второго графика гидратации стекла /28, фиг. 7/, на котором (см. рис. 7) максимум гидратации падает не на максимум развития "стеклоподобного расплава", а на границу между твердым и пластичным стеклом, где развитие "стеклоподобного расплава" минимально.

Завершая рассмотрение механизмов гидратации, которая якобы осуществляется за счет магматической воды, поступающей изнутри купола или потока, мы, очевидно, вправе констатировать их несостоятельность. Их главный движитель – "стеклоподобный расплав", призванный работать на гидратацию в позиции между "ионным расплавом" (магмой) внутренних частей формирующихся тел и твердым стеклом закалочных зон, – не в состоянии исполнять функции движителя. Не имеющей серьезного геологического значения в этом механизме представляется диффузия компонентов воды через стекла закалочной зоны, так как скорость ее мала и, следовательно, малы вероятность эффективного существования "стеклоподобного расплава" и возникновения за его счет водосодержащих стекол.

В заключение, видимо, нужно сказать несколько слов о гидратации, наложенной извне на вулканические стекла, а также о ее производных – так называемых "вторичных перлитах". Гидратация данного типа, действительно, имеет место в природе, но осуществляется она не "изнутри" вулканических тел, а "снаружи" под воздействием горячих гидротерм на вулканические породы. Продуктами ее являются "перлиты", но не "первичные", а совсем другие – "вторичные", связанные парагенетически с образованиями, возникающими при цеолитизации, монтмориллонитизации и каолинизации вулканитов. "Месторождения вторичных перлитов по масштабам значительно уступают пер-

вичным, собственно вулканическим" /28, с. 37/. Различия между первичными и вторичными перлитами хорошо видны на приведенных выше кривых нагревания (см. рис. 1). Столь же хорошо эта разница устанавливается при сравнении данных инфракрасной спектрометрии /28, фиг. 9/. Таким образом, мы, очевидно, вправе утверждать, что перлит перлиту – рознь; ее, эту рознь, по-видимому, нелишне было бы подчеркнуть терминологически присвоением каждому из них специального наименования.

Итак, рассмотрев альтернативы в проблеме происхождения воды в водосодержащих стеклах, мы приходим к выводу о ювенильной природе воды в эксплозивных и литоидных пемзах, в пехштейнах, "первичных" перлитах, ма-реканитах и обсидианах – образованиях фации закалки вулканических и субвулканических тел.

### Список литературы

1. Авдонин В.Н. Гиаобазальты из зеленокаменной полосы Ивдельского района Свердловской области // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала. – Свердловск, 1963. – Т. 2. – С. 213–221.
2. Авдонин В.Н., Емлин Э.Ф. Стеклосодержащие эффузивы из зеленокаменной полосы Северного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. – Свердловск, 1969. – Т. 3: Базальтоидный магматизм и его металлогения. – С. 230–234.
3. Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1970. – С. 40–73.
4. Бэрнем К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. – С. 71–121.
5. Боуэн Н. Магмы // Проблемы образования гранитов. – М.: Иностранная литература, 1949. – С. 114–142.
6. Влодавец В.И. Вулканы Земли. – М.: Наука, 1973. – 169 с.
7. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1979. – 168 с.
8. Вольнец О.Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Налачевского района (Камчатка) // Магма малоглубинных камер. – М.: Наука, 1970. – С. 120–138.
9. Вольнец О.Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав // Кислый вулканизм. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1973. – С. 57–92.
10. Гондшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. – М.: ИГЕМ АН СССР, 1961. – 296 с.
11. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. – М.: Мир, 1979. – 238 с.
12. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. – М.: Наука, 1971. – 267 с.
13. Карапетян С.Г. Геологические условия формирования промышленных месторождений кислых вулканических стекол Армянской ССР // Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. – М.: Наука, 1969. – С. 38–46.
14. Карапетян С.Г. Условия образования литоидных пемз на месторождениях кислых вулканических стекол Армянской ССР // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. – М., 1975. – С. 38–54.
15. Кармайкл И.С.Е., Гл. 8: Стекла и стекловатые породы // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 229–240.

16. Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы, пехштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. – Баку: Изд-во АН АзССР, 1961. – 182 с.
17. Кент Л., Френкель Дж. Интрузии стекла в долерите // Геология и петрография трапповых формаций. – М.: Иностран. лит., 1950. – С. 296–316.
18. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение // Петрография. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – Ч. 1. – С. 269–289.
19. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.
20. Лебедев А.П., Гоньшакова В.И. Хлорофит в мандельштейновых диабазх р. Мархи // Вопросы геологии Азии. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – Т. 2. – С. 735–741.
21. Ляхович В.В. К минералогии палагонитов // Минералогический сб. Львовского геол. о-ва. – 1957. – № 11. – С. 192–222.
22. Малеев Е.Ф. Вулканиды. – М.: Недра, 1980. – 240 с.
23. Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. – М.: Недра, 1982. – 152 с.
24. Маракушев А.А. Предисловие редактора перевода // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 7–10.
25. Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. О происхождении перлитов // Вестн. МГУ. Сер. 4. – 1980. – № 1. – С. 3–17.
26. Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов // Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. – Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970. – С. 31–56.
27. Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. – М.: Наука, 1975. – 208 с.
28. Наседкин В.В. Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования // Перлиты. – М.: Наука, 1981. – С. 17–42.
29. Никишова Л.В., Олейников Б.В., Погудина М.А. Электронно-микроскопическое и оптическое изучение палагонитового вещества траппов района среднего течения р. Вилюй // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1973. – С. 92–95.
30. Олейников Б.В. Особенности состава и фациальные условия образования базальтов Ыгыаттинской впадины // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1973. – С. 87–91.
31. Островский И.А., Орлова Г.П. О частичном объеме воды в расплаве альбита // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1966. – № 12. – С. 118–122.
32. Петров В.П. Современное состояние и перспективы развития перлитовой промышленности // Перлиты. – М.: Наука, 1981. – С. 5–16.
33. Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. О палагонит-хлорофитовых минералах в позднеплиоценовых вулканогенных образованиях острова Уруп (Курильские острова) // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 184, № 3. – С. 684–687.
34. Ритман А. Вулканы и их деятельность. – М.: Мир, 1964. – 437 с.
35. Стюарт Д.Б. Гл. 11: Образование богатых кремнеземом калиевых стекловатых пород // Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. – С. 332–343.
36. Тейлор Г.П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1970. – С. 101–128.
37. Тейлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. – М.: Мир, 1982. – С. 200–237.

38. Фрих-Хар Д.И. Кристаллизация магматического стекла и некоторые вопросы петрогенезиса. - М.: Мир, 1977. - 120 с.
39. Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород // Механизм интрузий магм. - М.: Мир, 1972. - С. 160-173.
40. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. - М.: Мир, 1983. - 198 с.
41. Ширинян К.Г. Гиалокластиты и условия их образования в Армении // Тр. Лаборатории палеовулканологии АН СССР, 1963. - Вып. 2. - С. 200-210.
42. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. - М.: Наука, 1980. - 256 с.
43. Ярмолюк В.В. Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. - М.: Наука, 1982. - С. 41-63.
44. Andersen A.R. The before-eruption water content of high-alumina magmas // Bull. volcan. - 1974. - Vol. 37, N 4. - P. 530-552.
45. Bailey D.K. Crustal warping - a possible tectonic control of alkaline magmatism // J. Geophys. Res. - 1964. - Vol. 69, N 6. - P. 1103-1111.
46. Burnham C.W., Jahns R. H. A method for determining the solubility of water in silicate melts // Amer. J. Sci. - 1962. - Vol. 260, N 10. - P. 721-745.
47. Christiansen R.L., Lipman P.W. Emplacement and thermal history of a rhyolite flow near Fortymile canyon, Southern Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1966. - Vol. 77. - P. 671-684.
48. Goranson R.W. The solubility of water in granite magmas // Amer. J. Sci. - 5th ser. - 1931. - Vol. 22. - P. 482-502.
49. Hamilton D.L., Anderson G.M. Effects of water and oxygen pressure on the crystallization of basaltic magmas // Basalts. - 1968. - Vol. 1. - P. 446-482.
50. Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas // J. Petrol. - 1964. - Vol. 5, N 1. - P. 21-39.
51. Jentsch F. Zur Minerogenie glasiger Subsequenzvulkanite im sachsischen Raum // Freiberg Forschunqsch. - 1981. - С., N 361. - 67 S.
52. Kennedy G.C., Wasserberg C.J., Heard H.C., Newton R.C. The upper-phase region in the system  $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  // Amer. J. Sci. - 1962. - Vol. 260, N 7. - P. 501-521.
53. Kjartansson G. Volcanic forms at the sea bottom // Museum Nat. Hist. Reykjavik. Miscell. Papers. - 1967. - N 52.
54. Lindqvist K., Laitakari J. Glass and amygdules in Precambrian diabases from Orivesi, Southern Finland // Bull. Geol. Soc. Finl. - 1980. - Part 2, N 52. - P. 221-229.
55. Lipman P.W., Friedman J. Interaction of meteoric water with magma an oxygen-isotope study of ash flow sheets in Southern Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1975. - Vol. 86. - P. 695-702.
56. Taylor H.P. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. - 1968. - Vol. 19. - P. 1-71.
57. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in light of experi-

mental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$  // Mem. Geol. Soc. Amer. - 1958. - Vol. 74. - 154 p.

58. Vecsernyés G.A. A perlitképződés vulkanológiai modellje (törökországi nyugat-anat' oliai-példák alapján) // AIt. Földt. szemle. - 1979. - N 12. - P. 55-66.
59. Walker D.A., Cameron W.E. Boninite primary magmas: evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG // Contrib. Miner. Petrol. - 1983. - Vol. 83, N 1-2. - P. 150-158.

Ю.Р. Васильев

### КРИТЕРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ ПРИРОДЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ШЕЛОЧНО-УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Более двухсот известных щелочно-ультрамафических интрузивных комплексов (с карбонатитами), обладающих общностью геоструктурного положения, морфологии тел и составов слагающих эти массивы пород, объединены в территориально разобщенные разновозрастные провинции щелочно-ультраосновного магматизма стабильных зон Земли. К таким широко известным провинциям относятся Маймеча-Котуйская, Алданская, Карело-Кольская и другие на территории СССР, а также ряд провинций Африки, Америки и т.д.

Щелочно-ультраосновные (щелочно-ультрамафические) интрузивные комплексы (массивы) представляют собой сложную ассоциацию разнообразных по петрографическому и вещественному составу пород с гомодромной последовательностью формирования - от ультрабазитов (ультрамафитов) через щелочные породы к карбонатитам. В их строении принимают участие породы различных петрографических серий (от более древних к молодым): ультрамафитовой (дуниты, перидотиты, оливиниты, пироксениты и якупирангиты); щелочно-мафитовой фельдшпатоидной (мельтейгиты, ийолиты, уртиты) и меллилитовой (кугдиты, ункпаргиты, турьяиты и др.); нефелин- и щелочно-сиенитовой; рудной (кальцит-магнетит-апатитовые породы с форстеритом); карбонатитовой (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые карбонатиты). Масштабы проявления, количественные соотношения и полнота перечисленных серий пород различны для выделенных провинций и отдельных массивов.

Такое сочетание контрастных по составу пород в пределах одного, нередко небольшого по размерам (первые квадратные километры и менее), интрузивного тела давно привлекает внимание исследователей. В обширной специальной литературе обсуждаются разнообразные проблемные вопросы формирования подобных массивов, в том числе и вопросы образования ультрамафитовых пород, с которыми непосредственно связаны повышенные концентрации и месторождения хромитовых, титаномагнетитовых и перовскитовых руд, флогопита и вермикулита, драгоценных камней (хризолита, хромдиоксида) и др.

В интрузивных комплексах ультрамафиты (дуниты, оливиниты, пироксениты и др.) присутствуют в различных количественных соотношениях с другими породами - от преобладания до полного отсутствия /13/. Так, в Маймеча-Котуйской провинции /5/ дуниты преобладают в строении огромного (до 2000 км<sup>2</sup>) Гулинского плутона; полностью оливинитами сложен массив

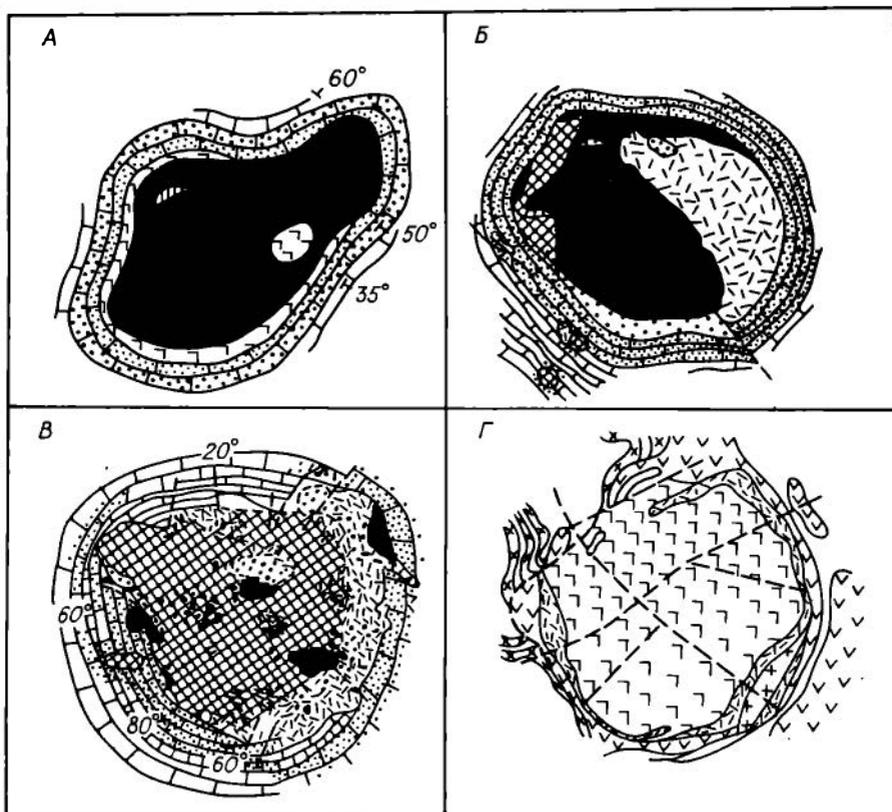


Рис. 1. Схематические геологические карты щелочно-ультрамафитовых интрузивных комплексов Сибирской платформы.

А - Бор-Урях, Б - Кугда, В - Одихинча, Г - Инагли.

1 - оливиниты; 2 - дуниты; 3 - мелилитовые породы; 4 - ийолиты; 5 - якупирангиты, мельтейгиты; 6 - карбонатиты, щелочные сиениты; 7 - пуласкиты; 8 - сиенит-порфиры; 9 - олигоклазовые порфиры; 10 - щелочные габброиды; 11 - карбонатно-терригенные отложения; 12 - термально метаморфизованные породы; 13 - зоны тектонических нарушений; 14 - элементы залегания.

Бор-Урях (16 км<sup>2</sup>); они же занимают почти половину площади массива Кугда, слагают центральную часть массива Одихинча и присутствуют в небольшом объеме в ряде других тел (Кара-Мени, Быхыт, Ессей и др.).

Распределение оливинитов в некоторых массивах (Бор-Урях, Кугда, Одихинча) Маймеча-Котуйской провинции можно видеть на приводимых схематических геологических картах на рис. 1. Здесь же (рис. 1, Г) приведена схема Инаглинского интрузивного комплекса из Алданской провинции.

Подобный характер распределения ультрамафитов наблюдается и в массивах Карело-Кольской провинции. Оливинитами почти полностью сложен мас-

сив Лесная Варака. Они же занимают центральную часть массива Ковдор и присутствуют в различных объемных соотношениях с другими породами в массивах Песочный, Салмагорский, Африканда и др. В Алданской провинции дуниты, в том числе "вторичные", преобладают в строении интрузий Инагли, Кондер, Чад, слагая центральные "ядра" тел (см. рис. 1, Г).

В других провинциях также известны массивы, в которых ультрамафиты играют основную или существенную роль. К ним принадлежат крупный интрузивный комплекс Палабора (Африка), центральная часть которого, по-видимому, изначально была сложена дунитами, нацело переработанными в оливин-слюдистые, пироксеновые и другие породы фосфатно-карбонатной магмой; массив Шава (Африка), состоящий из штока серпентинизированных дунитов, окруженных серповидными телами ийолитов, в серпентинитах отмечаются участки свежих оливинитов; массив Якупиранга (Южная Америка), 80 % площади которого занимают перидотиты и якупирангиты (пироксениты), а также ряд других массивов, в которых ультрамафиты присутствуют в меньшем объеме.

Большинство исследователей считает все ультрамафиты щелочно-ультраосновных комплексов по своей природе магматическими, образовавшимися в результате фракционной, ликвационной или иной сепарации исходного щелочно-ультраосновного расплава. Дуниты и оливиниты иногда выделяются в самостоятельную интрузивную фазу, оторванную во времени от последующего щелочного магматизма. Но в любом случае дуниты и оливиниты, если они есть, всегда образуют в массивах первую наиболее раннюю фазу.

Как показали наши исследования /3, 4/, дуниты и оливиниты щелочно-ультрамафических комплексов имеют различную природу. Было установлено, что только дуниты магматического происхождения, а оливиниты (и пироксениты) возникают в процессе преобразования дунитов под воздействием тепла и флюидов, генерируемых последующими магматическими инъекциями. Преобразование дунитов сопровождается переносом и локализацией рудных компонентов вплоть до образования крупных концентраций хромитовых, титаномагнетитовых и перовскитовых руд, флогопита, драгоценных камней и т.п.

Достаточно полно этот процесс преобразования ультрабазитов изучен нами на примере щелочно-ультрамафитовых комплексов Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций. Как показали целенаправленные исследования, среди ультрамафитов, принимающих участие в строении массивов, несомненно первично-магматическими, по аналогии с меймечитами, являются только дуниты, а оливиниты имеют явно вторичную метаморфогенную природу. Множество разнообразных фактов свидетельствует о том, что первично-магматические существенно серпентинизированные дуниты под воздействием теплопоток и флюидов, генерируемых более поздними существенно щелочными интрузиями, подвергаются дегидратации, рекристаллизации и превращаются в свежие разноструктурные оливиниты с соответствующей заменой дунитового парагенезиса (оливин<sub>1</sub> + хромит) на оливинитовый (оливин<sub>2</sub> + магнетит). Составы возникающих при этом процессе вторичных оливинов по сравнению с первичными изменяются, как правило, в сторону повышения (и реже - в сторону понижения) их магнезиальности. Одновременно происходит перераспределение в них элементов-примесей. Аксессуарный хромит первичных дунитов частично или полностью замещается магнетитом.

Доказательства первично-магматической природы дунитов достаточно полно изложены в наших более ранних работах /3, 4, 6/. Они сводятся к следующему: составы, морфология и размерность оливинов и хромшпинелидов, слагающих дуниты Гулинского плутона, аналогичны или близки составам, морфологии, размерности зерен оливинов и хромшпинелидов из меймечитов одно-

именного комплекса, магматическая природа которых сомнений не вызывает; оливины дунитов и меймечитов имеют четкую петроструктурную линейную ориентировку, выявленную микроструктурным анализом, которая возникла, вероятнее всего, в процессе движения "кашеобразного" гетерогенного субстрата; в контакте с дунитами вмещающие их базальты превращены в высокотемпературные роговики пироксен-плагиоклазовой фации.

Остановимся более подробно на доказательствах вторичной природы оливинитов. Их можно подразделить на 1) геологические и 2) минералог-петрографические наблюдения, 3) геохимические и 4) физические данные, 5) результаты экспериментальных исследований.

1. Геологические наблюдения. В литературе неоднократно приводились и приводятся случаи появления вторичных оливинов за счет серпентина при воздействии на него различных теплоносителей – гранитных и габброидных интрузий, андезитовых лав, вулканических газов, тектонических напряжений и т.д. /2, 10, 12, 17, 18, 20, 22/. Но масштабы этих проявлений, как правило, незначительны, и, по-видимому, поэтому в петрологии долгое время господствовало мнение о первично-магматогенной природе всех оливинов, слагающих ультраосновные породы.

Учитывая все возрастающее количество геологических наблюдений подобного рода, а также результаты экспериментальных исследований по дегидратации серпентинитов, на которых мы остановимся в п. 5, можно уверенно предполагать, что такие факторы воздействия на серпентин, как температура, состав растворов и др., вполне реальны для верхних горизонтов земной коры, где они могут возникать при магматической деятельности или достаточно высоком региональном метаморфизме. Поэтому можно совершенно обоснованно предполагать, что процесс дегидратации серпентинитов и образования вторичных оливинов должен быть развит более широко, чем это принимается сейчас многими петрологами.

Исследования последних лет /6, 7, 11, 15/ полностью подтвердили это предположение. Было установлено, что вторичные оливиновые породы (оливиниты и вторичные дуниты), возникающие при дегидратации и рекристаллизации серпентинизированных первичных ультраосновных пород, развиты намного шире, чем это представлялось ранее, и являются скорее правилом, чем исключением. Вторичные дуниты и оливиниты были выявлены и изучены во многих ультраосновных массивах складчатых и стабильных зон Земли: в ультраосновных массивах Тихоокеанского складчатого пояса, в Алтае-Саянской области, на Урале, в Монголии, на Сибирской платформе, на Балтийском шите и т.д. /1, 5, 7, 8, 14 и др./.

В ультраосновных массивах складчатых областей вторичные дуниты и оливиниты образуют все породы от мелкопрожилковых разностей в серпентинитах до сплошных полей и массивов, сложенных тонкозернистыми сливными мономинеральными оливиновыми породами или различно-зернистыми агрегатами.

Для щелочно-ультрамафических интрузивных комплексов важным геологическим доказательством следует считать; 1) факт совместного присутствия в одних массивах в различных объемных соотношениях первичных серпентинизированных дунитов (серпентинитов) и вторичных оливинитов; 2) характер их взаимоотношений, явно свидетельствующий о наложенной, вторичной природе оливинитов. На примере различных комплексов можно проследить все стадии развития оливинитов – от появления в серпентинитах гнезд и прожилков вторичного оливина до возникновения оливинитовых массивов с реликтами первичных дунитов и их полного отсутствия.

Так, в большом объеме первично-магматические дуниты присутствуют только в Гулинском плутоне. Они занимают основную часть обнаженной площа-

Таблица 1. Средние составы оливинов и хромшпинелидов из дунитов Гулинского плутона (1, 3) и интрузии Бор-Урях (2, 4)

Окисел	1(10)	2(6)	3(23)	4(12)
SiO <sub>2</sub>	40,45	40,42	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	6,24	4,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	5,36	7,61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,04	37,87	39,92
FeO	10,56	10,01	35,62	36,55
MgO	47,80	47,51	9,50	11,66
MnO	0,19	0,16	0,33	0,37
CaO	0,42	0,15	-	-
NiO	0,28	0,26	0,28	0,17
Ca, %	11,0	10,5	-	-

Примечание. В скобках - число анализов.

ди массива ( $\sim 600 \text{ км}^2$ ), вытягиваясь в виде 30-километровой полосы, ширина которой в северной части достигает 10-12 км. В южной части массива дуниты располагаются под меймечитами, выходя на поверхность в понижениях рельефа.

Среди равномерно-зернистых серпентинизированных дунитов плутона присутствуют отдельные гнезда, прожилки, локальные участки и поля более крупнозернистых свежих дунитов с неравномерно-зернистой структурой. В таких участках широко развиты клинопироксениты, иногда с титаномагнетитовым оруденением или флогопитом. Оливин вторичных дунитов по составу более железистый (до 22 % Ca), чем оливин первичных дунитов (9-12 % Ca). Подобные свежие мономинеральные вторичные дуниты и клинопироксениты широко развиты в центральной части массива, вблизи карбонатитовых и щелочных тел. По своим минералого-петрографическим особенностям такие дуниты близки к так называемым вторичным дунитам, описанным в составе многих гипербазитовых тел складчатых областей /7/.

В других интрузиях Маймеча-Котуйской провинции (Кугда, Одихинча и др.) присутствуют только оливиниты. Лишь в массиве Бор-Урях, который почти нацело сложен свежими оливинитами, дуниты сохранились в виде прерывистой эндоконтактной зоны переменной мощности (до первых десятков метров) и нечетко ограниченного блока (первые десятки квадратных метров) с хромитовым нодулярным оруденением в его северной части (см. рис. 1, А). Составы оливинов и хромшпинелидов из дунитов этих участков аналогичны составам породообразующих минералов из дунитов Гулинского плутона (табл. 1).

Дуниты эндоконтактной зоны интенсивно серпентинизированы, содержат зерна акцессорного хромшпинелида и новообразования оливина, клинопироксена, амфибола, флогопита, титаномагнетита. Контакт дунитов со свежими оливинитами постепенный, через четко выраженную зону оливинизации. В участке с хромитовым нодулярным оруденением породы более свежие, чем в зоне эндоконтакта, за счет широкого развития вторичных оливинов. Титаномагнетитовая вкрапленность в этом участке явно наложена на хромитовое оруденение. Оливиниты центральной части Бор-Уряхского массива представлены средне-, крупнозернистыми, нередко порфиroidными породами, сложенными разно-

образными по форме зернами оливина, размер которых колеблется от долей миллиметра до 2–3 см и более.

В массивах других провинций столь четкие взаимоотношения между первично–магматическими дунитами и оливинитами не описаны.

Так, в массивах Песочный (Кольский полуостров) и Шава (Африка) лишь отмечаются участки оливинитов среди серпентинизированных ультрабазитов. В других массивах, сложенных дунитами (Чад, Инагли), вторичными дунитами (Кондер) или оливинитами (Лесная Варака, Ковдор, Кугда, Одихинча и др.), присутствие вторичных оливинов (Чад, Инагли) или реликтов первичных дунитов (в других массивах) выявляется только на микроуровне или инструментальными методами (микрозондированием, методом ЭПР).

2. Минералого–петрографические наблюдения. Результаты изучения ультраосновных пород комплексов под микроскопом подтверждают геологические наблюдения.

Дуниты и оливиниты хорошо различаются по структурному рисунку пород и степени серпентинизации. Дуниты имеют равномерно–зернистую структуру и состоят на 90–98 % из небольших (до 0,1 см) изометричных зерен оливина постоянного состава ( $\bar{X} = 11,0 \pm 2,0 \% \text{Fa}$ ) с характерной петельчатой серпентинизацией, нередко очень интенсивной. Акцессорный рудный минерал представлен мелкими (доли миллиметра) октаэдрического габитуса зернами хромшпинели.

Оливиниты в отличие от дунитов всегда представляют собой очень свежие неравномерно–зернистые (вплоть до гиганто–зернистых разностей) породы с очень изменчивой размерностью и степенью идиоморфизма зерен оливина даже в пределах одного шлифа. Состав минерала колеблется в пределах 7–10 % Fa. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, количество которого колеблется от акцессорной вкрапленности до крупных локальных концентраций.

Вторичные дуниты Гулинского плутона, имея сходный структурный рисунок с оливинитами, сложены более железистым оливином (14–22 % Fa). Причем максимальную железистость имеют оливины в парагенезисе с клинопироксеном из зон интенсивной пироксенизации, где происходит выравнивание составов сосуществующих минералов. В качестве рудных акцессориев они содержат минералы хромшпинель–магнетитового ряда, иногда зональные.

В зонах перехода между дунитами и оливинитами в шлифах и протолочках проб диагностируются два оливина. Один из них наиболее ранний, имеющий в протолочках зеленый цвет, аналогичен по форме проявления и составу оливину дунитов. Для второго, окрашенного в белый цвет, характерны более сложная морфология зерен, отсутствие в них каких–либо включений, прозрачность. Зерна этого оливина выполняют неправильные по форме интерстиции и проникают по стыкам более крупных зерен, образуя срастания сложной конфигурации. Иногда зерна раннего оливина сохраняются только как реликты в крупных кристаллах прозрачного оливина.

3. Геохимические данные. Наиболее полная и интересная информация, подтверждающая объективно существующие значимые различия между оливинами дунитов и оливинитов, была получена при изучении их составов и элементов–примесей. В них на рентгеноспектральном микроанализаторе. Имеющаяся информация и вытекающие из нее выводы достаточно подробно изложены в литературе /3, 6, 8/, что позволяет нам остановиться только на главных моментах.

На большом фактическом материале было показано, что оливины оливинитов отличаются от оливинов дунитов более магнизальным составом и совершенно иным, чем в оливинах дунитов, распределением в них элементов–приме-

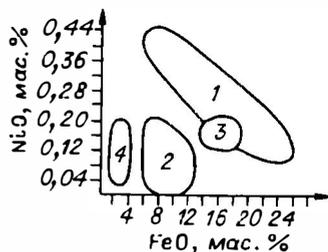
Таблица 2. Содержание элементов-примесей (NiO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO) и FeO в оливинах из различных групп ультраосновных пород

Породы	n	NiO		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		MnO		CaO		FeO	
		$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
1. Меймечиты Сибирской платформы	35	0,33	0,04	0,096	0,024	0,18	0,02	0,44	0,10	8,37	1,70
2. Пикриты Маймеча-Котуйской провинции	19	0,21	0,03	0,019	0,006	0,23	0,07	0,39	0,10	11,04	2,01
3. Дуниты Гулинского плутона	26	0,26	0,02	0,043	0,021	0,19	0,02	0,42	0,09	11,07	2,00
4. "Вторичные" дуниты Гулинского плутона	15	0,20	0,04	0,014	0,003	0,40	0,12	0,38	0,17	15,80	1,73
5. Оливиниты интрузий Бор-Урях, Кугда, Одихинча	40	0,11	0,06	0,022	0,022	0,19	0,04	0,34	0,14	8,59	1,69
6. Гипербазиты Алтае-Саянской области	121	0,31	0,12	-	-	0,12	0,14	0,01	0,01	8,02	1,61
7. Ультрабазиты горы Зеленой (Кузнецкий Алатау)	20	0,28	0,10	-	-	0,04	0,04	Не обн.	-	6,28	1,75
8. Дуниты первичные, Наранский массив (Монголия)	7	0,30	-	0,01	-	0,26	-	0,04	-	7,70	-
9. Дуниты вторичные, Наранский (Монголия)	6	0,16	-	0,06	-	0,75	-	0,01	-	2,20	-

Примечание. 1-5 по нашим данным; 6, 7 - по /8/; 8, 9 - по /1/.

Рис. 2. Распределение NiO и FeO в оливинах.

1 - из магматогенных ультра-  
базитов платформы; 2 - из метамор-  
фогенных оливинитов; 3 - из вторич-  
ных дунитов Гулинского плутона;  
4 - из вторичных дунитов складча-  
тых областей.



сей (Ti, Al, Ni, Cr, Mn, Ca). ). Титан и алюминий в большин-  
стве проб отсутствуют, или их содержание близко к фоновому. Другие эле-  
менты ( Ni, Cr, Mn, Ca), изоморфно входящие в структуру минерала, при-  
сутствуют в оливинах в переменных количествах, характеризующих оливины  
различных групп ультраосновных пород (табл. 2).

По совокупности данных, считая эталонами оливины меймечитов и пик-  
ритов, нами /6/ было установлено, что по содержанию и распределению эле-  
ментов-примесей оливины ультраосновных пород платформы четко подразде-  
ляются на два генетических типа: 1) на первичные оливины магматического  
генезиса и 2) вторичные оливины метаморфогенной природы.

Первичные оливины магматических ультраосновных пород (меймечитов,  
пикритов, дунитов, перидотитов, кимберлитов и др.) характеризуются в пре-  
делах каждой группы пород постоянством состава (незначительными вели-  
чинами стандартных отклонений Fa-компонента) и определенным набором  
элементов-примесей ( Ni, Cr, Mn, Ca), количество которых коррелируется  
с составами оливинов и между собой.

Вторичные (метаморфогенные) оливины, слагающие оливиниты и вторич-  
ные дуниты в щелочно-ультрамафических интрузивных комплексах стабильных  
зон Земли, отличаются от первичных оливинов магматогенных ультрабазитов,  
как правило, более магнезиальным составом и со-  
вершенно иным распределением в них элементов-  
примесей, особенно Ni (рис. 2). Все корреляцион-  
ные связи между составами и элементами-примеся-  
ми в оливинах этого типа незначимы, кроме пары  
FeO-MnO.

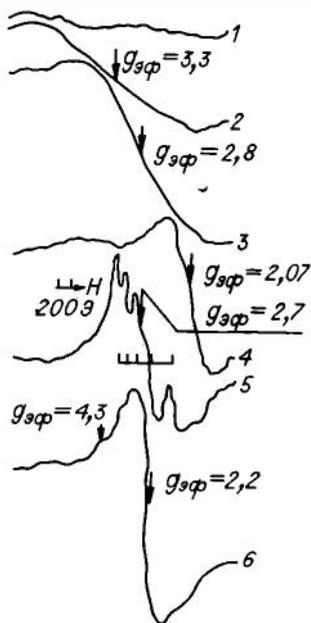


Рис. 3. Спектры ЭПР иона  $Fe^{3+}$  в оливинах.

1 - оливины магматические, в которых линии  
поглощения отсутствуют; 2 - магматические, не-  
значительно измененные оливины - малоинтенсивная  
широкая линия с  $g_{эф} = 3,3$ , обусловленная желе-  
зосодержащими фазами-включениями (магнетит, ти-  
таномангнетит); 3 - более интенсивно измененные  
оливины, промежуточные по свойствам между маг-  
матическими и метаморфогенными; 4, 5 - метамор-  
фогенные оливины, в которых проявляются как ши-  
рокие линии от фаз-включений, так и система узких  
линий в области  $g_{эф} = 2,7$  от замещающих  
(структурных) ионов  $Fe^{3+}$ ; 6 - эксперименталь-  
ный оливин /8/. Линии поглощения приведены в  
форме первой производной.

4. Физические методы исследования. Выявленная геохимическая специфика оливинов различного генезиса подтверждается физическими методами, а именно структурными особенностями поведения иона  $\text{Fe}^{3+}$  по спектрам ЭПР. Было показано /6, 9, 21/, что по типу спектров ЭПР иона  $\text{Fe}^{3+}$  вполне возможно разделение изученных оливинов на две обособленные группы. В первой из них (рис. 3, кривые 1, 2) ион  $\text{Fe}^{3+}$  отсутствует полностью или присутствует в структуре минерала в минимальном объеме, а во второй группе (см. рис. 3, кривые 4, 5, 6) ион  $\text{Fe}^{3+}$  присутствует в значительном количестве как в структуре минерала, так и в составе неструктурных минеральных фаз. При этом в спектре ЭПР исследованных образцов структурное (дисперсное) вхождение  $\text{Fe}^{3+}$  в кристалл обнаруживается по пятикомпонентной системе узких линий с  $g_{\text{эф}} = 2,5$ , а по наличию однозначной широкой линии можно судить о "кластеризации" – образовании агрегатов с повышенной локальной концентрацией  $\text{Fe}^{3+}$  вплоть до выделения микровключений минеральных фаз.

К выделенной по спектрам ЭПР первой группе относятся оливины магматических ультраосновных пород, кристаллизовавшиеся в восстановительных условиях, а ко второй – оливины из оливинитов, вторичных дунитов и оливины, полученные при экспериментальном преобразовании серпентинитов, т.е. оливины, образовавшиеся в заведомо окислительной обстановке. Наблюдаемые геохимические признаки и физические свойства промежуточных разностей оливинов (см. рис. 3, кривая 3) вполне находят соответствующее геологическое объяснение. Они представляют собой не полностью преобразованные первичные оливины.

5. Экспериментальные исследования. Процесс дегидратации серпентина, приводящий к образованию вторичных оливинов, уже давно и достаточно полно изучен экспериментально /8, 16, 19 и др./. Было установлено, что серпентин, будучи весьма устойчивым минералом по отношению к давлению, чуть-чуть реагирует на изменение температурных условий и состав воздействующих растворов и флюидов. В "сухих" условиях серпентин теряет основное количество воды при 640–770 °С, окончательно перестраиваясь в оливин при 780–820 °С. В зависимости от состава и времени воздействия на серпентин слабощелочных растворов его превращение в оливин может происходить и при более низких температурах (500 °С и ниже). Возникающий оливин и его агрегаты по составу, физическим свойствам и структурному рисунку аналогичны природным образцам "вторичных" оливинитов и дунитов. Было установлено /8/, что направленность процесса, т.е. образование оливинов более магнезиальных или железистых, чем исходный серпентин, регулируется при прочих равных условиях окислительно-восстановительным потенциалом реакции. В относительно восстановительной обстановке образуются более железистые, а в окислительной – более магнезиальные оливины, что фиксируется и количеством возникающего магнетита. Полученные оливины обладают специфическим спектром ЭПР, указывающим на вхождение в их структуру иона  $\text{Fe}^{3+}$  (см. рис. 3, кривая 6).

Таким образом, по совокупности геологических и минералого-петрографических наблюдений, по содержанию и распределению элементов-примесей, а также по спектрам ЭПР поведения иона  $\text{Fe}^{3+}$  оливины ультраосновных пород из щелочно-ультрамафических комплексов стабильных зон Земли подразделяются на два генетических типа: 1) первичные оливины магматогенного гене-

зиса, слагающие дуниты; 2) вторичные оливины метаморфогенной природы, которыми сложены оливиниты и вторичные дуниты. Выделение вторичных ультрабазитов в составе комплексов имеет важное практическое значение при выявлении связанного с ними оруденения и должно учитываться при их крупномасштабном картировании.

#### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Пospelова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности // Материалы по минералогии и петрологии ультраосновных и основных пород. - Новосибирск, 1978. - С. 4-15.
2. Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана // Докл. АН СССР. - 1974. - Т. 218, № 6. - С. 1430-1432.
3. Васильев Ю.Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - С. 103-120.
4. Васильев Ю.Р. Ультраосновной магматизм Сибирской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1983. - 33 с.
5. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 270 с.
6. Васильев Ю.Р., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Генетические типы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы // Геохимия. - 1981. - № 10. - С. 1546-1553.
7. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан - континент. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 264 с.
8. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливин альпинотипных гипербазитов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 103 с.
9. Велинский В.В., Щербакова М.Я., Васильев Ю.Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов // Докл. АН СССР. - 1981. - Т. 259, № 1. - С. 183-186.
10. Гаврилова С.И. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер. - М.: Наука, 1977. - 54 с.
11. Золотов К.К., Глебова З.М., Медведева Т.Н., Шмаина М.Я. Новые данные о процессе оливинизации и серпентинизации в гипербазитах Каменнодольского массива (Южный Урал) // Геология метаморфогенных комплексов. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. - С. 60-77.
12. Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. - М.: Наука, 1972. - С. 173-188.
13. Магматические горные породы: Ультраосновные породы. - М.: Наука, 1988. - 508 с.
14. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.
15. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой области. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - 230 с.
16. Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б. и др. Реакция серпентинизации и десерпентинизации // Геохимия. - 1969. - № 10. - С. 1188-1194.

17. Bakke S., Korneliussen A. Jack-straw-textured olivines in some Norwegian metaperidotites // *Nor. geol. Tidsskr.* - 1986. - Vol. 66, N 4. - P. 271-276.
18. Blais S., Auvray B. Origine de l'olivine et du chinopyroxène dans les roches ultrabasiqes de la ceinture archeene de roches vertes de Kuhmo, Finlande orientale // *Bull. miner.* - 1987. - Vol. 110, N 1. - P. 73-92.
19. Helena S., Kejji Y. Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy // *Clays and Clay Miner.* - 1979. - Vol. 27, N 3. - P. 161-174.
20. Ohuki H. Metamorphic minerals in the ultramathic rocks from Kitakam: mauntainland (Forsterite) // *J. Japan. Assoc. Miner. Petrol. and Econ. Geologists.* - 1962. - Vol. 48, N 4. - P. 123-129.
21. Shcherbakova M.Ya., Istomin V.E. Calculation of EPR spectra of  $Fe^{3+}$  with high zero-field splitting in polycrystalline material // *Phys. Stat. Sol. (6).* - 1975. - Vol. 6, N 67. - P. 461-470.
22. Vance J.A., Dungan M.A. Formation of peridotites by deserpentinization in the Darrington and Sultan, Cascade mauntains. Washington // *Bull. Geol. Amer.* - 1977. - Vol. 88, N 10. - P. 1497-1503.

В.В. Золотухин, Г.П. Карпов, Н.А. Ткаченко

#### ПЕТРОЛОГИЯ СЕВЕРО-ВАНАВАРСКОГО БАЗИТОВОГО ЛАККОЛИТА

Несколько лет назад в районе пос. Ванавара рядом нефтепоисковых буровых скважин было вскрыто крупное тело траппов (рис. 1). Ванаварский дифференцированный, как выяснилось, интрузивный массив залегает в толще вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований, возраст которых по палинологическим данным определяется средним - верхним карбоном - нижним триасом включительно. В структурном плане он расположен в центральной части Катангской седловины, выделяемой на юге Тунгусской синеклизы, приурочен к северному борту Тэтэринского мегавала, прослеживаемого от Чадобецкого поднятия на северо-восток до Непско-Ботуобинской антеклизы /6/. По данным бурения и гравиметрической съемки, массив вытянут меридионально почти на 30 км и имеет максимальную ширину до 7 км. В гравиметрическом поле он весьма резко выделяется как локальная аномалия. Относительно ровная нижняя граница, значительная мощность (до 655,4 м в скв. 503) близ осевой линии и достаточно крутые "склоны" с запада и востока придают массиву форму лакколита.

Учитывая, что в перекрывающих туфах, в том числе и в скв. 503 (по нашим пробам), содержатся позднепермские и раннетриасовые палинокомплексы, время внедрения массива можно условно определить как постпермское.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, по-видимому, синхронны. В скважинах 502-СВ и 504-СВ вскрыты автохтонные базальтовые туфы крупнообломочные, достаточно однообразные, включающие единичные потоки лав и с типичными лавобрекчиями в верхней их части. Разрез

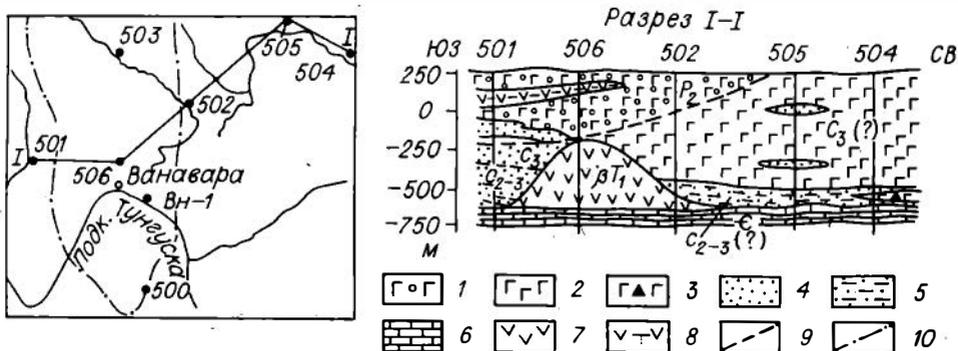


Рис. 1. Локализация и разрез Северо-Ванаварского траппового лакколита. 1–3 – туфы базальтовые: 1 – позднепермские, 2 – предположительно позднекарбоновые, 3 – предположительно средне-позднекарбоновые; 4, 5 – вулканогенно-осадочные отложения: 4 – предположительно позднекарбоновые, 5 – предположительно средне-позднекаменноугольные; 6 – карбонатные отложения раннего палеозоя; 7 – интрузивные траппы; 8 – предположительно эффузивные траппы; 9 – предполагаемая стратиграфическая граница; 10 – контур локализации Северо-Ванаварского лакколита по геофизическим данным.

скв. 500-СВ представлен уже преимущественно аллохтонными туфами (0–744 м), а ниже – переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками с прослоями углистых аргиллитов, туфопесчаников и пепловых туфов (744–874 м). Прослой пепловых базальтовых туфов на глубине 809–810 м в этой скважине, видимо, является продолжением слоя агломератовых автохтонных (наземных) туфов, вскрытых среди угленосных отложений скв. 504-СВ на глубине 788–794 м.

В скважинах 501, 506 и 503 в верхней части толщи туфов кое-где вскрыты мелкие трапповые тела, являющиеся, по-видимому, эффузивами. Вулканогенно-осадочные отложения вскрыты скв. 501-СВ в интервале 280–890 и в основании верхнего палеозоя скважинами 500, 502, 504 и 505, Вн-1. Во всех случаях в их составе преобладают вулканомиктовые песчаники, содержатся прослой и линзы пепловых и агломератовых базальтовых и пепловых липаритовых туфов. Песчаники и алевролиты насыщены обломками эффузивов, основного и кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата. Обломки не окатаны, остроугольные, неправильной формы. Сглаженные контуры имеют обломки относительно мягких пород – эффузивов и туфов, подвергающихся выветриванию, видимо, еще в процессе седиментации. В скв. 501-СВ в вулканогенно-осадочном разрезе только в интервале 764–850 м залегают 15 мелких трапповых тел с явными признаками эффузивного генезиса, по мнению Г.П. Карпова. При минимальной мощности осадочных прослоев 0,2–0,4 м между траппами они не имеют следов термального метаморфизма.

В разрезе лакколита в скважинах 503 и 506 выделяется несколько горизонтов, сложенных дифференциатами различного состава. Наиболее полно они представлены в скв. 503-СВ, где массив вскрыт в интервале 293–948,4 м.

1. Базальтовые порфириты и микродолериты верхней эндоконтактной зоны. Мощность 3,2 м.

2. Долериты и оливинсодержащие долериты мелко- и среднезернистые с пойкилоофитовой структурой. Оливин, проявляющийся в основании горизонта,

почти полностью замещен и имеет опацитоподобные магнетитовые каемки. Мощность 29,6 м.

3. Габбро-долериты кварцсодержащие с офитовой и габбро-офитовой структурой, на отдельных участках с повышенным содержанием кислого мезостазиса (глубина 340, 470–510 м) и рудных минералов (глубина 360, 400–410 и 530 м). В интервале глубин 540–580 м текстура массивная сменяется трахитоидной, здесь же появляются единичные порфировидные зерна оливина (глубина 520–600 м). Мощность 278,2 м.

4. Долериты оливинсодержащие и оливиновые с офитовой структурой, среднезернистые. Оливин выделяется в виде крупных идиоморфных (порфировидных) зерен. С глубины 700 м появляются интервалы, где в составе долеритов преобладает плагиоклаз (до образования лейкодолеритовых разновидностей), и интервалы, где офитовая структура сменяется пойкилоофитовой. Мощность 126 м.

5. Долериты оливиновые с пойкилоофитовой среднезернистой структурой и нередко с элементами офитовой. В верхней части горизонта имеются порфировидные выделения плагиоклаза и оливина. В отличие от предыдущего горизонта возрастает содержание оливина в основной массе, который выделяется в виде множества мелких округлых и овальных зерен и их скоплений. В средней части горизонта имеются участки, обогащенные плагиоклазом (до 60–70 %). Слабо проявлена эпидотизация. Мощность 56 м.

6. Долериты оливиновые и троктолитовые с повышенным содержанием ортопироксена. С глубины 860 м появляется биотит в заметных количествах. Структура пойкилоофитовая и офито-коккитовая. Мощность 101 м.

7. Долериты оливиновые и оливинсодержащие крупнозернистые с пойкилоофитовой структурой. В отдельных случаях повышаются содержания ортопироксена и биотита. На глубине 900–920 м породы уже могут быть отнесены к пикритам. С глубины 920 м структура становится гломеропорфировидной с пойкилоофитовой основной массой. Мощность 50 м.

8. Микродолериты, переходящие ниже, ближе к контакту, в базальтовые порфириты. Мощность 11,4 м.

При мощности массива долеритов 645,4 м зона эндоконтактных карбонат-хлоритовых роговиков составляет 0,3 м. Ниже залегают глинистые светло-серые доломиты, не имеющие сколько-нибудь заметных следов контактового воздействия.

Аналогичное строение массив имеет и в скв. 506-СВ, изменяются лишь мощности отдельных горизонтов и не обособляются столь четко горизонты 5 и 6. Обогащение оливином происходит на отдельных интервалах при среднем его содержании 10–15 %.

Несколько иначе выглядит разрез продолжения массива южнее Ванавары в соседней скважине 500-СВ. При мощности его около 230 м здесь четко выделяются лишь два горизонта: сверху долериты гранофирровые (733–775 м), ниже – оливиновые до троктолитовых. Тем не менее принадлежность разреза траппов в скв. 500 к Северо-Ванаварскому лакколиту пока гипотетична, поскольку они отделены тектоническим нарушением от северной его части.

Кратко рассмотрим основные петрографические особенности главных разновидностей пород, проявляющихся в разрезах интрузива по скважинам 503, 506, 500.

Безоливиновые и оливинсодержащие (со спорадическим оливином) долериты и габбро-долериты имеют обыкновенно офитовую и пойкилоофитовую структуру до габбровой с переходом в габбро или оливиновое габбро. Плагиоклаз слагает до 50 % породы и образует вытянутые зональные, сдвойникованные таблички различной размерности от десятых долей до первых миллиметров.



Рис. 2. Микрофото пород с оливином в изученном интрузиве.

А - оливиновое габбро с крупными ойкокристами оливина. х 45, ник. +. Шл. 693/503.

Б - оливиновый такситовый габбро-долерит с участками гранулированного оливина. х 45, ник. +. Шл. 832/503.

В - троктолитовый габбро-долерит. х 45, ник. +. Шл. 747/500.

Г - пикритовый до такситового габбро-долерит. х 45, ник. +. Шл. 744/503.

Часто они представляют собой хадакриты, располагаясь в виде вrostков в ойоккритах пироксенов и изредка оливинов. Пироксены обыкновенно являются моноклинными, изредка, наряду с моноклинными, наблюдаются и зерна ромбического пироксена. Мелкие изометричные зерна пироксенов находятся в офитовых, крупные (до первых миллиметров в диаметре) – в пойкилоофитовых соотношениях с плагиоклазом. Мелкая неравномерная сыпь рудных минералов располагается в интерстициях зерен силикатов и в виде пойкилитовых включений в них. Нередко в интерстициях отмечаются мелкие выделения кварца неправильной формы. Из вторичных минералов в том или ином количестве наблюдаются хлорит, идингсит, пренит, амфибол.

Оливиновые габбро и габбро-долериты имеют габбровую до пойкилоофитовую структуру. Характерной особенностью является присутствие в них до 10 %, иногда более, крупных (до нескольких миллиметров в диаметре) зерен оливина неправильной лапчатой формы (рис. 2, А), часто представляющих ойоккриты, включающие хадакриты таблитчатых и выклинивающихся зерен плагиоклаза. В крупных зернах оливина нередко наблюдаются следы оптической неоднородности (волнистое и блоковое погасание). Частично или полностью зерна оливина могут быть замещены бурым или зеленым вторичным идингсит-булингитовым минералом. Клинопироксены представлены крупными ойоккритами, либо ксеноморфными, либо мелкими изометричными зернами – между табличками плагиоклаза. Ортопироксены встречаются в одиночных зернах. Интерстициальные мелкие зерна рудного минерала отмечены в небольших количествах, изредка встречаются целые участки с сидеронитовой структурой (до нескольких миллиметров в диаметре). К выделениям рудных минералов (магнетит, ильменит) бывают приурочены мелкие скопления зерен роговой обманки и биотита. Оливиновые габбро-долериты нередко имеют атакситовую текстуру в локальных участках и микроучастках. Структура породы становится таксито-офитовой. Здесь относительно крупные изометричные зерна оливина и таблитчатые зерна плагиоклаза сменяются в других микроучастках мелкозернистым гранулированным оливином и таблитчатым плагиоклазом (рис. 2, Б) в офитовых и пойкилоофитовых соотношениях. Пироксены в виде мелких ойоккритов и изометричных зерен проявляются здесь в подчиненном количестве.

Троктолитовые габбро-долериты и долериты отличаются от оливиновых разновидностей значительным количеством оливина (25–30 %) и меньшим – пироксенов (обычно 15–20 % и менее). Часты скопления мелких изометричных зерен оливина и, реже, пироксенов (рис. 2, В), между которыми располагаются таблитчатые и лейстовидные зерна сдвойникового плагиоклаза, количество которого составляет 50 % и более общего объема породы. Структура породы от однородной офитовой и долеритовой до таксито-офитовой (офито-коккитовой – по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу). С возрастанием содержания оливина (до 30–50 %) и пироксенов и заметным снижением количества плагиоклаза (до 25–30 %) порода переходит в пикритовый габбро-долерит или долерит.

Изометричные и идиоморфные зерна оливина (рис. 2, Г) нередко образуют в породе сегрегационную структуру, в отдельных участках пойкилоофитовую, где роль хадакритов играют оливин и плагиоклаз, а ойоккритов – пироксены. Оливин обычно уже в той или иной мере замещен серпентином или идингситом. Ортопироксен сложен одиночными зернами, изредка в виде каемок вокруг оливина. Клинопироксен представляет главную массу пироксенов. Ойоккриты его достигают первых миллиметров в диаметре и могут иметь простые и полисинтетические двойники. Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых хадакритов в пироксенах либо зерен неправильной формы между зернами оливина. Имеются простые и полисинтетические двойники, часто – зональные

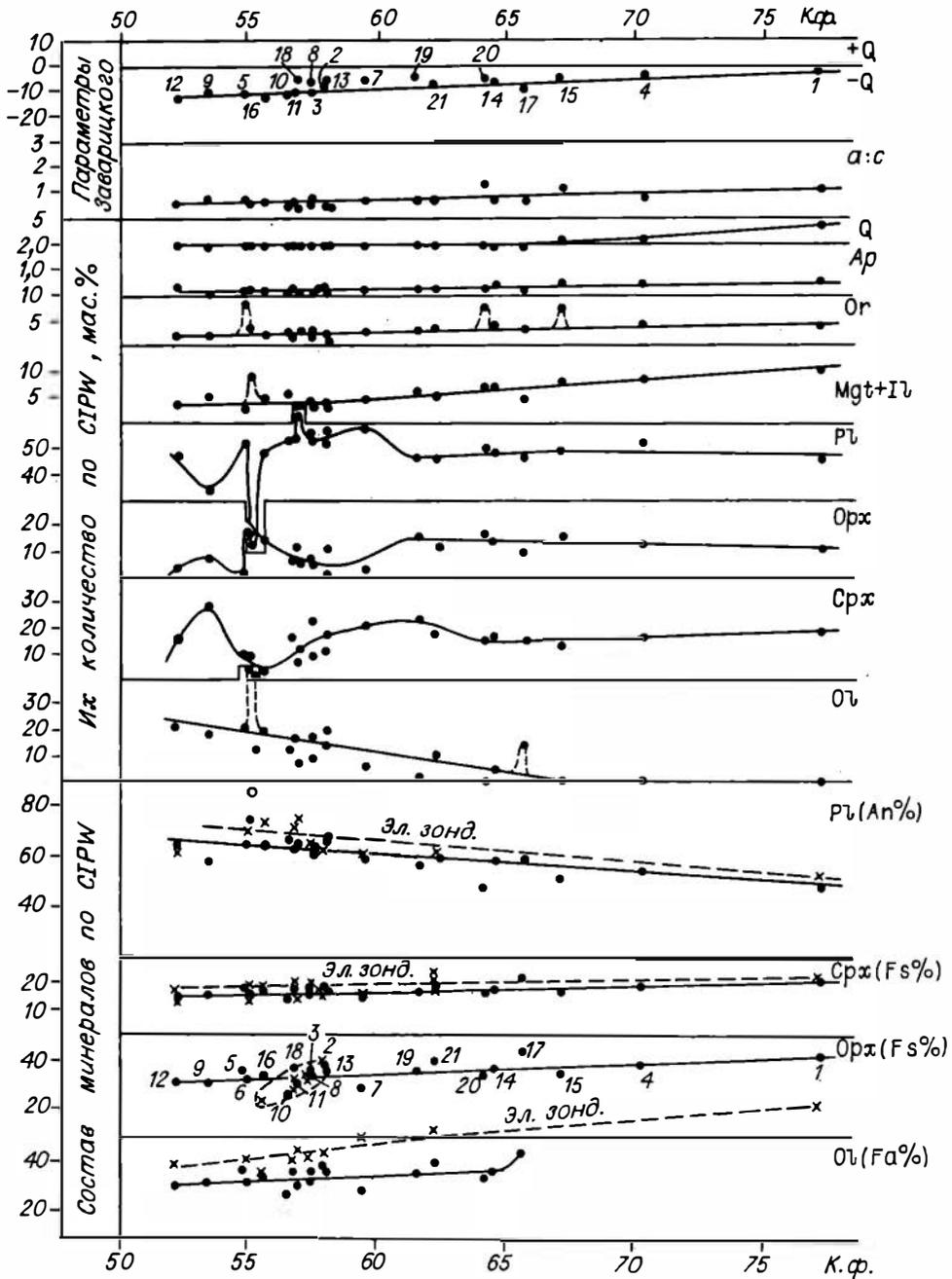


Рис. 3. Диаграмма К. ф. (коэффициент фракционирования породы) – нормативный состав по СИРВ. Номера соответствуют порядковым номерам анализов пород в табл. 5. Крестиками нанесены составы реальных оливинов, клинопироксенов, ортопироксенов и плагиоклазов. Сплошными линиями нанесены тренды эволюции составов для нормативных минералов, штриховыми – для реальных.

Таблица 1. Состав оливинов, мас.%

Компонент	500/747,5	500/805	500/840	503/662
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	34,17	35,84	36,29	34,52
FeO	44,89	36,10	32,50	42,66
MgO	20,67	27,73	31,11	22,57
CaO	0,13	0,10	0,13	0,19
NiO	0,033	0,082	0,133	0,040
Сумма...	99,89	99,85	100,17	99,98
f <sub>олив</sub>	54,9	42,2	36,9	51,4
К. ф. пород	62,3	56,8	55,6	59,5

Примечание. Содержание SiO<sub>2</sub> рассчитывалось по формуле, кроме 506/432. Состав всех породообразующих минералов (табл. 1-4) анализировался на рентгеноспектральном микроанализаторе "Камебакс" ИГиГ СО АН СССР, оператор О.С. Хмельникова.

строение. Пироксены могут иногда частично замещаться амфиболами и хлоритом, а плагиоклаз – пренитом. Изометричные зерна рудного минерала, как и всех остальных, относительно равномерно рассеяны в породе.

С появлением в породе атакситовой текстуры порода приобретает пятнистый облик, связанный с неравномерным распределением как минералов, так и типов структур и переходит в такситовый габбро-долерит. Структура породы здесь таксито-офитовая (офито-коккитовая) и характеризуется появлением кучных скоплений изометричных мелких полигональных зерен оливина и мелких укороченных табличек плагиоклаза. Нередко такие же скопления проявляются и для пироксенов, но чаще это изометричные зерна либо мелкие ойокристы. Характерна приуроченность зерен амфибола и биотита к мелким выделениям рудных минералов. Здесь же обыкновенно присутствуют мелкие столбчатые и игловидные зерна апатита, а также зерна кварца и калишпата. Все перечисленные выше минералы составляют наложенную ассоциацию постмагматических новообразований, тесно пространственно и генетически связанную со спорадическим появлением здесь таких рудных минералов, как магнетит, титаномагнетит, сульфиды, ничем не отличаясь в этом отношении от других подобных интрузивов.

Эндоконтактовые породы интрузива представляют собой микродолериты до порфировых базальтов (тахилита). Структура эволюционирует от гиалопилитовой до микродолеритовой и офитовой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и оливином. Основная масса – лейстами плагиоклаза, мелкими изометричными зернами клинопироксена, иногда вулканическим стеклом в разных количествах.

Породы ближнего экзоконтакта представлены мелкозернистыми плагиоклаз-пироксеновыми роговиками (обр. 426,1/506), измененными карбонат-хлоритовыми породами, а также перекристаллизованными песчаниками с гранофиром в их цементе (обр. 727/500).

503/755	503/809,5	506/432	506/672,8	506/813,8	506/832
5	6	7	8	9	10
35,22	36,04	34,15	35,26	35,52	35,90
39,12	34,53	50,84	38,55	36,88	35,79
25,40	29,23	15,83	26,05	27,51	27,95
0,11	0,11	0,34	0,13	0,11	0,11
0,069	0,080	He опр.	0,053	0,095	0,082
99,93	99,99	101,16	100,03	100,12	99,84
46,3	39,8	64,3	45,3	43,0	41,8
56,9	52,2	77,2	58,0	57,4	55,0

Разнообразие составов главных породообразующих минералов и их количественные соотношения в описываемых породах можно видеть на диаграмме (рис. 3), где представлены результаты расчетов на нормативный состав по методу CIPW имеющихся химических анализов пород интрузива (см. табл. 5). В табл. 1–4 представлены также результаты электронно-зондовых анализов пироксенов, оливинов, плагиоклазов и рудных минералов, полученных на микрорентгеноспектральной установке "Камебакс" оператором О.С. Хмельниковой в ИГиГ СО АН СССР. Эти результаты были дополнительно нанесены на диаграмму К. ф. пород – нормативный состав по CIPW (К. ф. – коэффициент фракционирования породы) (см. рис. 3). Можно видеть, что расчетный нормативный состав пироксенов, сливина и плагиоклаза четко эволюционирует с изменением железистости породы. Для клинопироксена наблюдается близкое содержание ферросилитового компонента, рассчитанного и анализированного на зонде. По фрагментарным данным это характерно для ортопироксена из названных пород. В меньшей мере такое совпадение присуще фаялитовому компоненту оливина нормативного и полученному на электронном зонде. Это объясняется в значительной мере, очевидно, тем, что на диаграмму были нанесены более железистые составы оливинов второй генерации, в то время как магнезиальные оливины первой генерации отсутствуют или в этих породах редки (рис. 4). Составы плагиоклаза, измеренные и рассчитанные по CIPW, достаточно близки. С возрастом К. ф. пород в них уменьшается количество оливина и увеличиваются количества рудных минералов, калишпата, апатита и кварца. Что касается пироксенов и плагиоклаза, то здесь какие-либо четкие корреляции с К. ф. отсутствуют и минимумы в содержаниях пироксенов в породе компенсируются максимумами в содержаниях плагиоклаза.

Указанные выше общие тенденции в содержаниях минералов нередко осложняются небольшими дополнительными минимумами и максимумами. На совмещенную парагенетическую диаграмму Mg – Fe – Ca и Ca – Na – K (ат.) нанесены составы анализированных оливинов, клинопироксенов, ортопироксенов и плагиоклазов (см. рис. 4). Можно видеть существование не менее трех парагенетических ассоциаций одноименных минералов, но отличающихся их составом и фиксирующих соответственно не менее трех стадий кристаллизации сосуществующих минералов. Клинопироксены первой генерации сосуществуют лишь с наиболее основным плагиоклазом, а наиболее магнезиальные оливины этой генерации, по-видимому, не сохранились.

Таблица 2. Состав пироксенов, мас. %

Компонент	500/747,5	500/747,5	500/747,5	500/805	500/805	500/805	500/840	500/840	503/662	503/755
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52,21	52,23	51,75	52,99	53,56	51,79	52,62	56,78	52,16	52,33
Si	1,945	1,960	1,949	1,960	1,978	1,951	1,938	2,009	1,943	1,942
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,94	1,02	0,52	0,44	0,81	0,87	0,00	0,65	0,70
Ti	0,024	0,026	0,029	0,015	0,012	0,023	0,024	0,000	0,018	0,020
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	1,40	1,50	1,05	0,82	1,63	1,64	0,30	1,87	2,16
Al	0,084	0,062	0,067	0,046	0,036	0,072	0,071	0,013	0,082	0,095
FeO	11,73	14,69	14,44	18,21	20,86	13,07	12,05	15,88	10,34	8,97
Fe	0,366	0,461	0,455	0,563	0,644	0,412	0,371	0,470	0,322	0,278
MgO	14,57	13,38	14,25	20,21	22,64	13,89	16,29	27,95	15,23	15,52
Mg	0,809	0,749	0,800	1,114	1,247	0,780	0,894	1,475	0,846	0,859
CaO	18,69	17,72	16,83	7,50	1,87	18,35	17,55	0,45	19,39	19,78
Ca	0,746	0,713	0,679	0,297	0,074	0,741	0,693	0,017	0,774	0,787
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,32	0,29	0,21	0,02	0,28	0,29	0,02	0,31	0,30
Na	0,027	0,024	0,021	0,015	0,002	0,021	0,021	0,001	0,023	0,022
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сум- ма...	100,35 4,002	100,69 3,995	100,09 3,999	100,70 4,010	100,21 3,993	99,82 4,000	101,31 4,012	101,38 3,985	99,96 4,009	99,78 4,002
Wo	38,9	37,1	35,1	15,1	3,8	38,4	35,4	0,9	39,8	40,9
En	42,1	38,9	41,4	56,4	63,4	40,3	45,7	75,2	43,6	44,6
Fs	19,0	24,0	23,5	28,5	32,8	21,3	18,9	23,9	16,6	14,5
f пир	31,1	38,1	36,2	33,6	34,0	34,6	29,3	24,2	27,6	24,4
К. ф. пород	62,3	62,3	62,3	56,8	56,8	56,8	55,6	55,6	59,5	56,9

Окончание табл. 2

Ком- понент	503/809,5	503/809,5	506/432	506/672,8	506/672,8	506/672,8	506/813,8	506/813,8	503/832	503/832
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	52,31	52,29	51,50	52,40	51,85	52,90	53,47	51,69	52,74	52,13
Si	1,946	1,950	1,943	1,953	1,936	1,981	1,974	1,923	1,947	1,934
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,84	0,82	0,62	0,71	0,19	0,44	0,98	0,65	1,08
Ti	0,015	0,024	0,023	0,017	0,020	0,005	0,012	0,027	0,018	0,030
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,94	1,79	1,77	2,00	1,92	0,69	0,95	1,85	1,89	2,01
Al	0,085	0,079	0,079	0,088	0,085	0,031	0,041	0,081	0,082	0,088
FeO	8,30	10,34	13,17	10,17	11,01	25,14	21,23	12,46	9,69	12,22
Fe	0,258	0,323	0,416	0,317	0,344	0,787	0,656	0,388	0,299	0,379
MgO	16,00	14,60	13,86	14,82	15,42	20,28	22,34	15,34	16,43	15,64
Mg	0,887	0,812	0,780	0,823	0,859	1,132	1,230	0,851	0,905	0,865
CaO	19,90	19,78	18,35	19,42	18,65	1,56	2,00	18,23	18,48	17,20
Ca	0,793	0,790	0,742	0,776	0,746	0,063	0,079	0,727	0,731	0,684
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,30	0,32	0,34	0,34	0,02	0,03	0,32	0,30	0,32
Na	0,024	0,021	0,023	0,024	0,025	0,002	0,002	0,023	0,022	0,023
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сум- ма...	99,33 4,008	99,94 3,998	99,79 4,006	99,77 3,998	99,91 4,014	100,78 4,000	100,45 3,994	100,87 4,020	100,19 4,004	100,59 4,003
Wо	40,9	41,0	38,3	40,5	38,3	3,2	4,0	37,0	37,8	35,5
En	45,8	42,2	40,2	43,0	44,1	57,1	62,6	43,3	46,8	44,9
Fs	13,3	16,8	21,5	16,5	17,6	39,7	33,4	19,7	15,4	19,6
f пир	22,5	28,4	34,8	27,8	28,6	41,0	34,8	31,3	24,8	30,5
К. ф. пород	52,2	52,2	77,2	58,0	58,0	58,0	57,4	57,4	55,0	55,0

Таблица 3. Состав плагиоклаза, мас. %

Компонент	500/747,5	500/805	500/840	503/662
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	52,19	49,66	49,30	53,02
Si	2,375	2,278	2,251	2,402
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,03	0,06
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,99	31,28	32,00	29,53
Al	1,608	1,691	1,723	1,576
FeO	0,49	0,65	0,58	0,45
Fe	0,019	0,025	0,022	0,017
MgO	0,10	0,14	0,12	0,12
Mg	0,007	0,009	0,008	0,008
CaO	12,84	14,88	15,39	12,55
Ca	0,626	0,731	0,753	0,609
Na <sub>2</sub> O	4,02	2,99	2,78	4,27
Na	0,354	0,266	0,246	0,375
K <sub>2</sub> O	0,19	0,20	0,17	0,25
K	0,011	0,012	0,010	0,015
Сум- ма...	99,88 5,002	99,82 5,014	100,37 5,014	100,24 5,003
An	63,2	72,4	74,6	61,0
Ab	35,7	26,4	24,4	37,5
Or	1,1	1,2	1,0	1,5
К. ф. пород	62,3	56,8	55,6	59,5

Таблица 4. Состав рудных минералов, мас. %

Компонент	500/747,5	500/805	500/840	503/662
	1	2	3	4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,14	0,10	0,06
TiO <sub>2</sub>	49,39	48,51	47,63	49,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	0,61	2,61	2,87	0,50
FeO	49,26	47,74	48,23	49,63
Сумма...	99,34	99,02	98,83	99,29

Обращает на себя внимание ряд особенностей состава породообразующих минералов (см. табл. 1-4). Это, прежде всего, значительная примесь FeO (0,4-0,7 мас.%) в плагиоклазах, указывающая на малоглубинный характер интрузива и соответственно на слабую структурную упорядоченность этих плагиоклазов /8/. В оливине имеется небольшая (0,1-0,3 мас. %) примесь CaO, возрастающая с увеличением его железистости. Как известно, она растет

503/755	503/809,5	506/832	506/672,8	506/813,8	506/432
5	6	7	8	9	10
49,47	52,61	50,29	51,97	52,24	55,07
2,258	2,388	2,292	2,374	2,361	2,488
0,04	0,07	0,04	0,04	0,05	0,06
0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
32,06	29,63	31,41	29,99	30,13	27,96
1,725	1,585	1,688	1,606	1,613	1,489
0,51	0,60	0,53	0,51	0,53	0,69
0,019	0,023	0,020	0,019	0,020	0,026
0,12	0,15	0,12	0,11	0,12	0,15
0,008	0,010	0,008	0,009	0,008	0,010
15,36	12,79	14,56	13,00	13,20	10,90
0,751	0,622	0,711	0,633	0,643	0,528
2,52	3,95	3,01	3,88	3,90	4,96
0,223	0,348	0,266	0,342	0,344	0,435
0,15	0,41	0,29	0,27	0,37	0,24
0,009	0,024	0,017	0,016	0,022	0,014
100,23	100,20	100,25	100,07	100,27	100,02
4,995	5,002	5,004	5,000	5,013	4,990
76,4	62,6	71,5	63,9	63,7	54,0
22,7	35,0	26,8	34,5	34,1	44,6
0,9	2,4	1,7	1,6	2,2	1,4
56,9	52,2	55,0	58,0	57,4	77,2

503/755	503/809,5	506/832	506/672,8	506/813,8	506/432
5	6	7	8	9	10
0,13	0,12	0,12	0,11	0,15	0,03
48,77	45,98	48,94	49,65	47,15	51,42
0,05	0,08	0,03	0,13	0,00	0,00
3,83	1,78	3,64	2,72	1,85	0,62
47,28	50,64	46,28	46,64	49,68	47,66
99,06	98,61	99,02	99,24	98,82	99,72

и с увеличением щелочности расплава. В пироксенах наблюдается интересная зависимость возрастания содержаний  $Al_2O_3$  (от 0,3 до 1,5-2,2 мас.%) при увеличении волластонитового компонента (минимальные - в ортопироксенах, максимальные - в клинопироксенах). Подобная же зависимость в них от волластонитового компонента намечается для  $TiO_2$ . Рудные минералы в значительной мере представлены ильменитом.

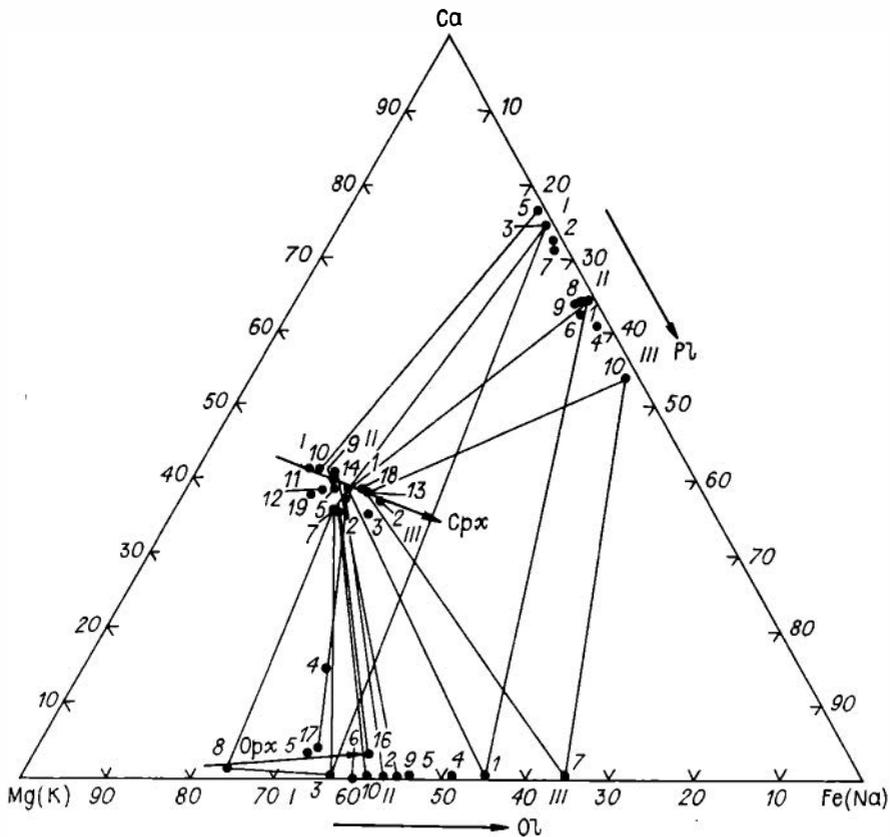


Рис. 4. Совмещенная парагенетическая диаграмма Mg - Fe - Ca и Ca - Na - K (ат.) для составов породообразующих минералов (см. табл. 1-4) из пород Северо-Ванаварского лакколита. Треугольниками отмечены сосуществующие генерации минералов ( I - III ), стрелками - эволюция состава. Нумерация точек отвечает номерам в табл. 1-3.

Переходя к рассмотрению химического состава пород и массива в целом (табл. 5), остановимся сначала на особенностях его внутреннего строения, фиксируемого составом пород в скважинах 503 и 500. На окисловых профилях (рис. 5, А, Б) можно видеть, что при чередовании оливиновых и троктолитовых до пикритовых пород в разрезе максимумы содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , V, Cr, Ba соответственно сменяются их минимумами. Обратная картина наблюдается для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , FeO, MgO,  $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , П. п. п., S, Cr, Ni, Co, т.е. их минимумы сменяются максимумами. Хорошо заметны верхний и нижний минимумы по К. ф., отвечающие верхним и нижним меланократовым породам разрезов (см. рис. 5, А).

В табл. 5 приводятся средние значения состава каждой из трех скважин, а также средний состав по интрузии в целом по 21 анализу. Для сопоставления эволюции средних составов по разрезам скважин с севера на юг (503-506-500) приводится специальная диаграмма в нижней части рис. 5, Б. Можно видеть, что в этом направлении в составе расплава несколько возрастают содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , S, V, Sr, Ba, понижаются - П. п. п., Cu, относительно стабильны содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO, CaO,

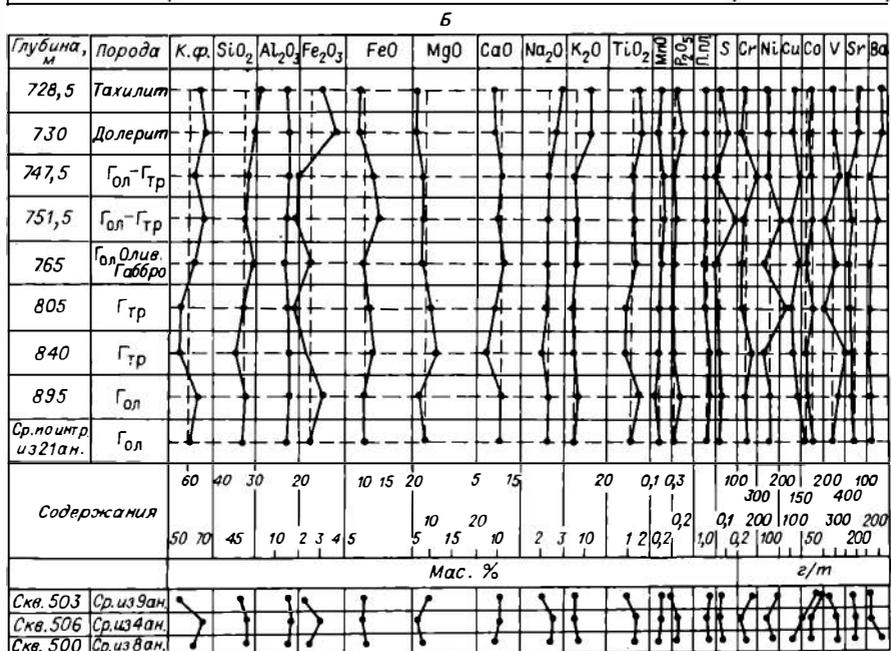
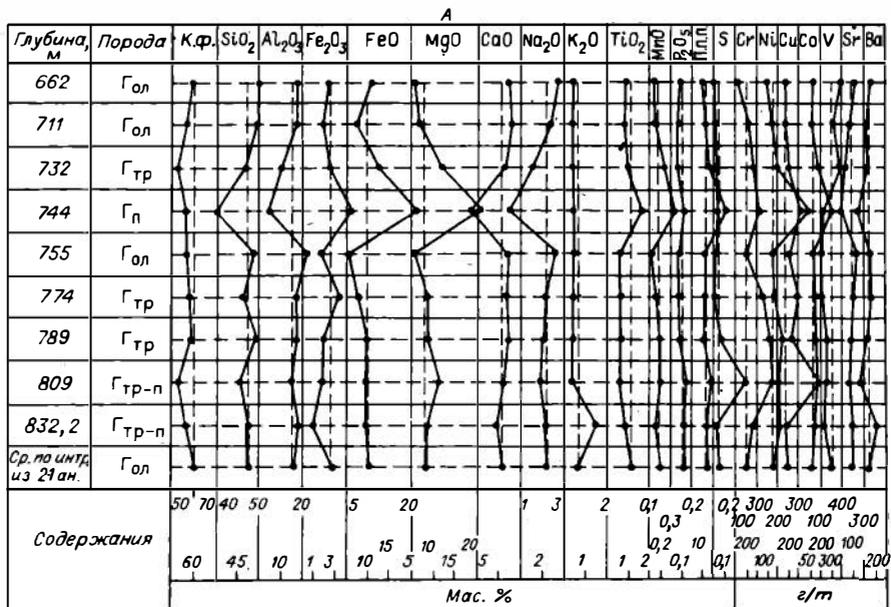


Рис. 5. ● кислые и микроэлементные профили по разрезу интрузива (А - скв. 503, Б - скв. 500). Г - габбро-долериты (ол - оливиновые, тр - троктолитовые, п - пикритовые, тр-п - троктолит-пикритовые).

MnO. Нет определенности в такой эволюции содержаний по Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Ni, Cr, Co, как и по К. ф.

В связи с этим было интересно рассмотреть эволюцию содержаний поро-дообразующих окислов и индикаторных редких элементов (совместимые, несовместимые) во всей генетической серии в зависимости от К. ф. Как можно видеть (рис. 6), с возрастанием К. ф. линейно уменьшаются содержания MgO и возрастают - SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Таблица 5. Результаты химических анализов пород из Северо-Ванаварского

Компонент	506/ 433,1	506/ 672,5	506/ 813,8	506/ 525	503/ 832,2	503/ 744	503 / 662
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	49,30	47,80	47,20	49,30	47,50	39,70	49,70
TiO <sub>2</sub>	2,13	0,64	0,86	1,57	0,89	1,60	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	17,89	17,66	16,17	17,80	4,57	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,10	1,28	1,69	3,91	0,86	4,26	2,43
FeO	9,75	9,80	10,10	8,27	9,52	21,09	6,00
MnO	0,21	0,17	0,17	0,20	0,16	0,35	0,14
MgO	4,38	8,02	8,74	4,91	8,50	20,71	5,73
CaO	9,81	10,77	9,97	10,75	9,70	4,24	12,68
Na <sub>2</sub> O	2,75	2,25	2,25	2,75	2,10	0,37	2,81
K <sub>2</sub> O	0,67	0,18	9,50	0,68	1,44	0,54	0,52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,04	0,08	0,24	0,14	0,28	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,07	0,10	0,16	0,11	0,11	0,09
П.п.п.	1,34	0,75	0,92	1,52	1,33	3,02	0,97
S <sub>общ</sub>	He обн.		0,03	0,04	Сл.	0,04	He обн.
Сумма...	99,99	99,66	100,24	100,43	100,05	100,84	100,54
К.Ф.	77,2	58,0	57,4	71,3	55,0	55,0	59,5
а:с	1,19	0,56	0,63	0,96	0,78	0,71	0,79
Q	-2,41	-7,63	-9,99	-3,95	-10,36	-22,11	-5,56
Cu	0,0200	0,0140	0,0160	0,0220	0,0150	0,0320	0,0160
Zn	0,0080	0,0110	0,0100	0,0100	0,0047	0,0078	0,0100
Pb	0,0030	0,0020	<0,0020	<0,0020	0,0030	0,0120	0,0070
Co	0,0024	0,0042	0,0047	0,0036	0,0079	0,0150	0,0059
Ni	0,0030	0,0130	0,0170	0,0040	0,0210	0,0460	0,0093
Cr	0,0060	0,0200	0,0160	0,0090	0,0250	0,0032	0,0130
V	0,0440	0,0240	0,0200	0,0400	0,0210	0,0200	0,0300
Sr	0,0190	0,0180	0,0200	0,0200	0,0180	0,0085	0,0170
Ba	0,0170	0,0090	0,0140	0,0140	0,0200	0,0050	0,0110
Rb	0,0015	0,0006	0,0018	0,0023	0,0012	0,0014	0,0018

лакколита (химическая лаборатория ИГиГ СО АН СССР), мас. %

503/711	503/732	503/774	503/755	503/ 809,5	503/789	500/895
8	9	10	11	12	13	14
49,20	47,00	46,80	48,40	45,80	45,90	48,06
0,88	1,02	0,72	0,71	0,73	0,73	1,50
16,60	10,80	17,40	21,00	15,20	17,00	15,34
1,84	2,21	3,25	1,65	1,82	1,80	3,15
7,79	11,42	7,51	5,62	9,52	9,81	9,80
0,17	0,24	0,16	0,11	0,18	0,18	0,16
7,14	11,91	8,25	5,51	10,40	8,42	7,09
12,94	11,67	11,67	12,05	10,91	11,79	10,55
2,39	1,62	2,10	2,61	1,94	2,02	2,25
0,39	0,40	0,45	0,45	0,41	0,39	0,72
0,25	0,33	0,38	0,32	0,30	0,54	0,24
0,07	0,05	0,06	0,06	0,15	0,06	0,16
1,21	1,66	1,07	1,20	1,76	1,09	1,61
Сл.	He обн.	Сл.	He обн.	0,29	0,03	0,04
100,87	100,33	99,82	99,69	99,12	99,73	100,63
57,4	53,4	56,6	56,9	52,2	58,0	64,6
0,71	0,80	0,59	0,59	0,63	0,57	0,83
-6,05	-10,10	-9,56	-5,73	-11,45	-11,08	-6,47
0,0160	0,0180	0,0270	0,0190	0,0490	0,0210	0,0150
0,0120	0,0120	0,0120	0,0100	0,0640	0,0044	0,0060
0,0020	0,0020	0,0330	0,0090	0,0030	0,0060	0,0050
0,0066	0,0088	0,0070	0,0059	0,0070	0,0077	0,0037
0,0130	0,0200	0,0170	0,0140	0,0190	0,0230	0,0120
0,0220	0,0240	0,0360	0,0200	0,0460	0,0420	0,0190
0,0300	0,0380	0,0180	0,0170	0,0210	0,0230	0,0350
0,0170	0,0120	0,0170	0,0210	0,0150	0,0170	0,0190
0,0110	0,0110	0,0150	0,0140	0,0070	0,0120	0,0150
0,0008	0,0012	0,0090	0,0009	0,0008	0,0009	0,0024

Окончание табл. 5

Компо- нент	500/ 730	500/ 840	500/ 751	500/ 805	500/ 765	500/ 728,5	500/ 747,5
	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	50,20	45,86	47,50	46,96	49,78	50,80	48,50
TiO <sub>2</sub>	1,48	0,94	1,21	0,98	1,28	1,36	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,41	15,47	15,14	17,00	14,31	15,31	14,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	2,27	1,83	1,63	2,43	3,01	2,04
FeO	8,56	11,70	12,70	10,70	9,24	8,06	11,00
MnO	0,17	0,20	0,25	0,18	0,19	0,19	0,23
MgO	5,99	11,16	7,59	9,36	7,28	6,18	7,88
CaO	9,18	7,64	10,00	8,99	11,80	9,20	10,68
Na <sub>2</sub> O	2,75	2,00	2,25	2,25	2,25	3,00	2,25
K <sub>2</sub> O	1,18	0,45	0,60	0,40	0,52	1,16	0,53
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,28	0,16	0,26	0,14	0,30	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,10	0,12	0,10	0,10	0,14	0,12
П. п. п.	1,03	1,59	1,03	1,05	0,94	1,11	0,88
S <sub>общ</sub>	0,11	0,04	0,20	0,01	Сл.	0,04	Не обн.
Сум- ма...	99,98	99,66	100,38	99,86	100,26	99,82	100,35
К.ф.	67,2	55,6	65,7	56,8	61,6	64,2	62,3
а:с	1,21	0,65	0,81	0,64	0,85	1,36	0,80
Q	-4,28	-11,62	-8,62	-9,73	-3,90	-4,21	-6,90
Cu	0,0110	0,0120	0,0100	0,0100	0,0140	0,0130	0,0140
Zn	0,0070	0,0090	0,0100	0,0100	0,0110	0,0140	0,0160
Pb	0,0020	0,0030	<0,0020	<0,0020	0,0050	0,0030	<0,0002
Co	0,0031	0,0031	0,0047	0,0057	0,0028	0,0041	0,0045
Ni	0,0090	0,0060	0,0210	0,0280	0,0080	0,0080	0,0090
Cr	0,0140	0,0240	0,0150	0,0150	0,0140	0,0170	0,0300
V	0,0310	0,0430	0,0220	0,0220	0,0310	0,0300	0,0360
Sr	0,0210	0,0140	0,0170	0,0160	0,0250	0,0170	0,0180
Ba	0,0250	0,0110	0,2100	0,0120	0,0130	0,0230	0,0120
Rb	0,0028	0,0009	0,0008	0,0011	0,0029	0,0018	0,0014

Средние составы по скважинам			По всей интрузии по 21 анализу		Интрузивный тип	
506	503	500	X	S	Курейский	Кузьмовский
48,40	46,67	48,46	47,68	2,34	48,06	49,09
1,30	0,91	1,24	1,11	0,38	1,15	2,51
16,45	15,41	15,36	15,59	3,23	15,19	13,98
2,99	2,23	2,51	2,48	1,07	2,56	5,59
9,48	9,81	10,22	9,90	3,10	10,16	10,59
0,19	0,19	0,19	0,19	0,04	0,22	0,20
6,51	9,62	7,82	8,34	3,44	8,94	4,95
10,32	10,85	9,75	10,33	1,92	10,97	9,44
2,50	1,99	2,37	2,24	0,54	1,98	2,48
0,50	0,55	0,69	0,60	0,30	0,54	0,96
0,14	0,31	0,21	-	-	-	-
0,14	0,08	0,13	0,11	0,04	0,23	0,21
1,13	1,48	1,15	1,29	0,48	-	-
0,03	0,04	0,05	0,04	-	-	-
100,08	100,14	100,15	99,90		100,0	100,0
65,7	55,6	61,0	59,7		58,7	76,6
-	-	-	-			
-	-	-	-			
0,0180	0,0237	0,0124	0,0180			
0,0095	0,0152	0,0104	0,0117			
0,0022	0,0085	0,0030	0,0046			
0,0037	0,0080	0,0040	0,0052			
0,0092	0,0202	0,0036	0,0143			
0,0127	0,0257	0,0185	0,0190			
0,0320	0,0242	0,0312	0,0291			
0,0192	0,0158	0,0183	0,0178			
0,0135	0,0122	0,0165	0,0141			
0,0015	0,0010	0,0018	0,0014			

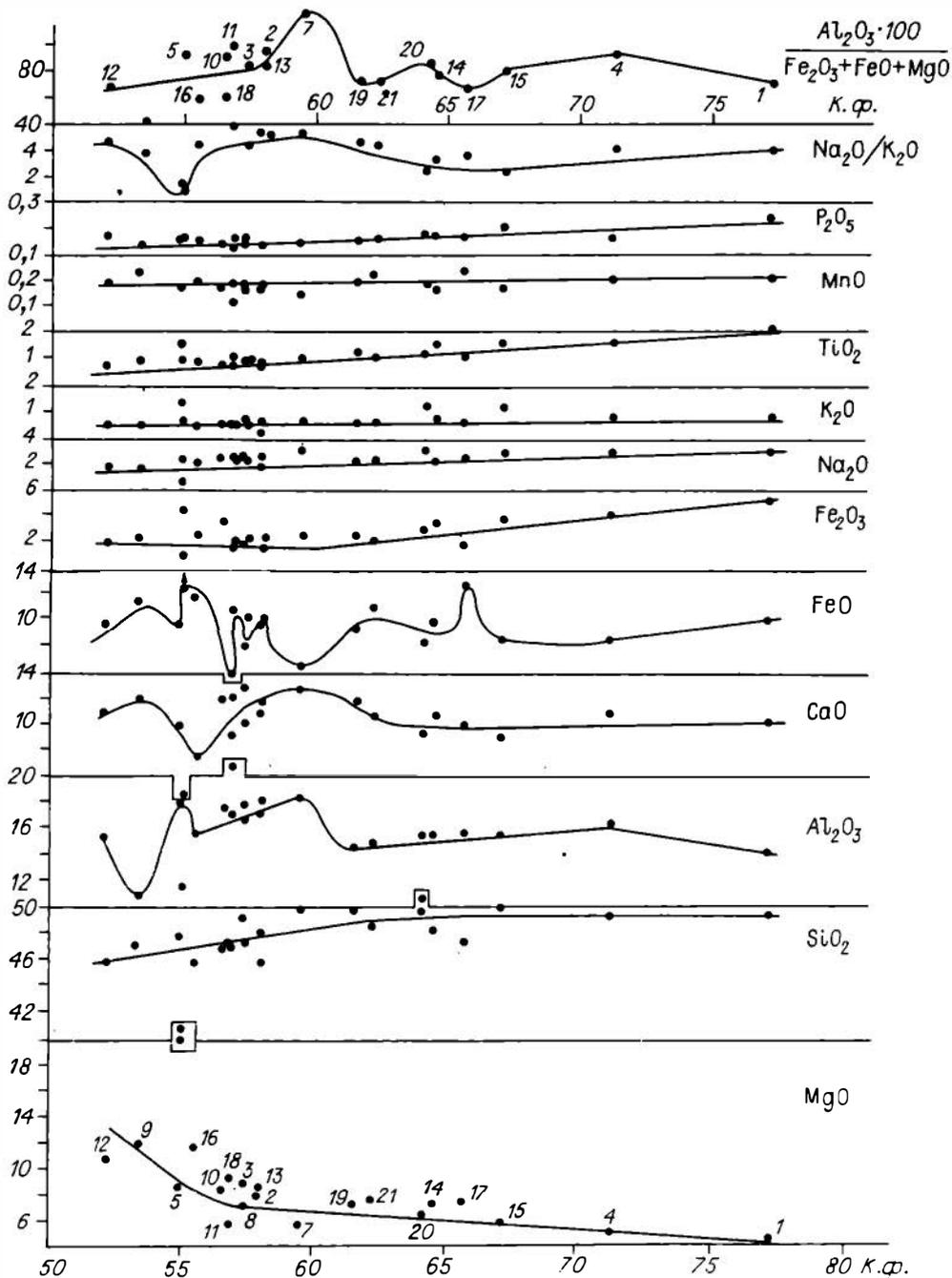


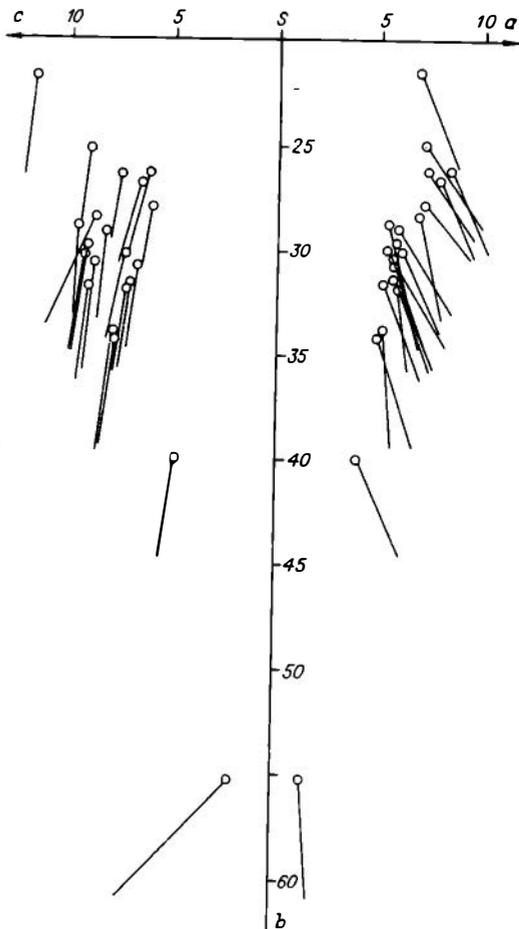
Рис. 6. Эволюция содержаний (мас.%) главных породообразующих окислов в зависимости от К.ф. в серии пород Северо-Ванаварского лакколита. Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 5.

Рис. 7. Диаграмма А.Н. Заварицкого для серии анализированных пород Северо-Ванаварского лакколита (см. табл. 5).

Нет явной корреляции с К.ф. у  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . При этом обращает на себя внимание, что максимумы для  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  компенсируют минимумы для  $\text{FeO}$ . Линейная корреляция с К.ф. имеется у параметров Заварицкого ( $a:c$ ) и  $Q$  (степени насыщенности-недосыщенности породы  $\text{SiO}_2$ ), и с возрастанием К.ф. возрастает ( $a:c$ ) и степень насыщенности породы  $\text{SiO}_2$ . Отсутствие корреляции с К.ф. породы наблюдается у соотношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 100/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  подобно  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  (см. рис. 6).

Петрохимические пересчеты по методу А.Н. Заварицкого и последующее построение диаграммы (рис. 7) указывают на очень интенсивную дифференцированность генетической серии пород интрузива, имеющей значения параметра "b" в интервале от 21,5 до 55,0, причем очевидна прямая линейная зависимость от К.ф. величины параметра "a" и обратная - для "b".

Эволюция содержаний главных индикаторных микроэлементов в породах интрузива в зависимости от К.ф. представлена на соответствующей диаграмме (рис. 8). С понижением К.ф. пород возрастают содержания в них  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Co}$ , причем хорошо заметно, что на фоне общей тенденции нередко имеются отклонения в большую или меньшую сторону. С возрастанием К.ф. пород линейно возрастают содержания  $\text{V}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Rb}$ , опять-таки иногда с заметными флуктуациями. Наиболее сильными отклонениями от общей тенденции возрастания с увеличением К.ф. пород обладает  $\text{Pb}$ , в то время как  $\text{Zn}$  меняется мало, а  $\text{Cu}$  слабо увеличивается в сторону как возрастания К.ф. ( $\text{Cu}$  в силикатах), так и его падения (сульфидная медь). Максимальные значения  $\text{Ni}$  и  $\text{Co}$ , по-видимому, обусловлены сульфидной формой (см. рис. 8, штриховая линия), а минимальные - силикатной. На разрезах по скважинам, особенно по скв. 503 (см. рис. 5, А), видно, что максимумы содержаний  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{S}$  и минимумы  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$  обыкновенно приурочены к максимумам таких породообразующих компонентов, как  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , П. п. л., имеющих иногда и внизу, и вверху разреза, причем для различных элементов они могут быть несколько смещены друг относительно друга.



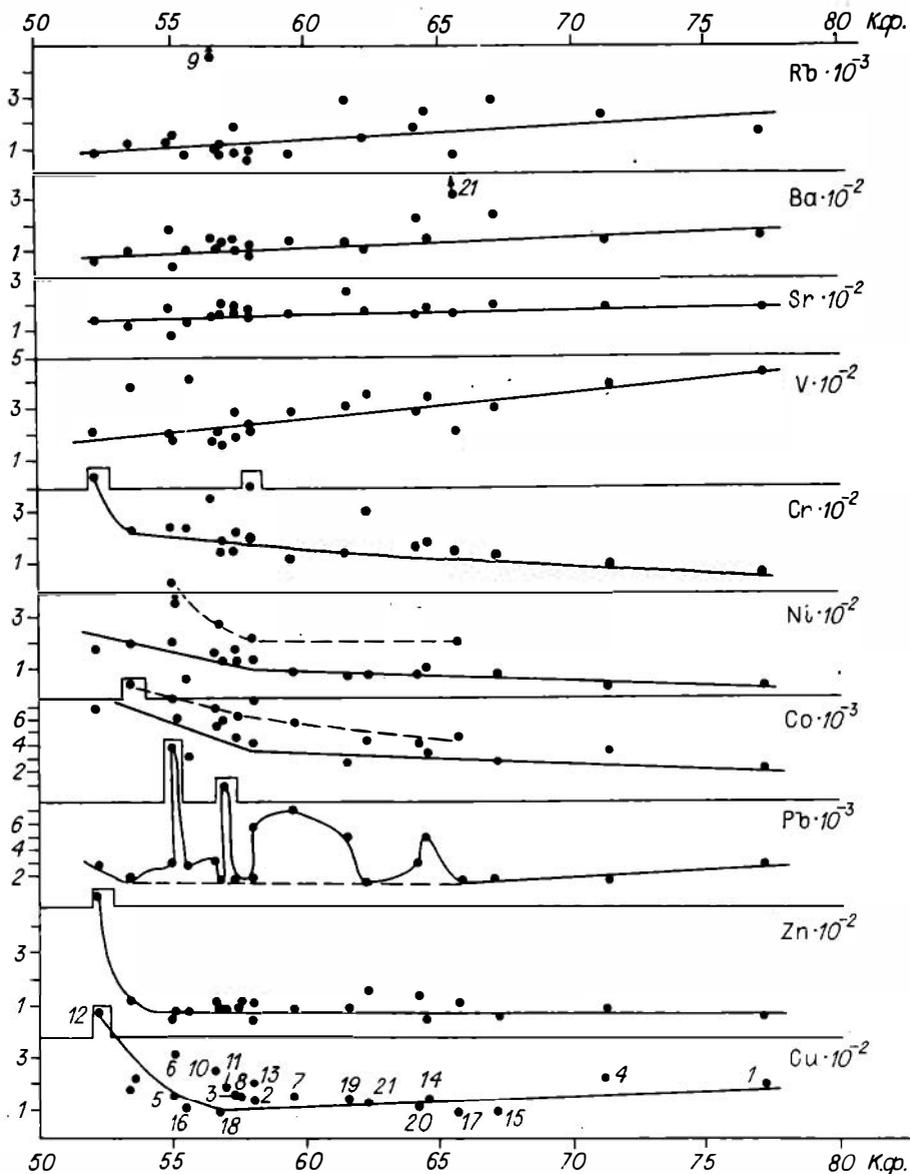


Рис. 8. Эволюция содержаний главных индикаторных микроэлементов в зависимости от К.ф. в серии пород Северо-Ванаварского лакколита (в мас.%). Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 5. Прочие объяснения см. в тексте.

Переходя к вопросам генезиса массива, обратимся к рис. 9, где помимо серии анализированных пород Ванаварской интрузии и ее среднего состава нанесены серии гипербазит-базитовых эффузивов и интрузивов Норильского района, серия дифференциатов Верхнеталнахской интрузии (как пример внутрикамерной дифференциации) и серия средних составов дифференцированных интрузивных траппов Сибирской платформы /9/. На диаграмме  $\text{SiO}_2$  - К.ф.

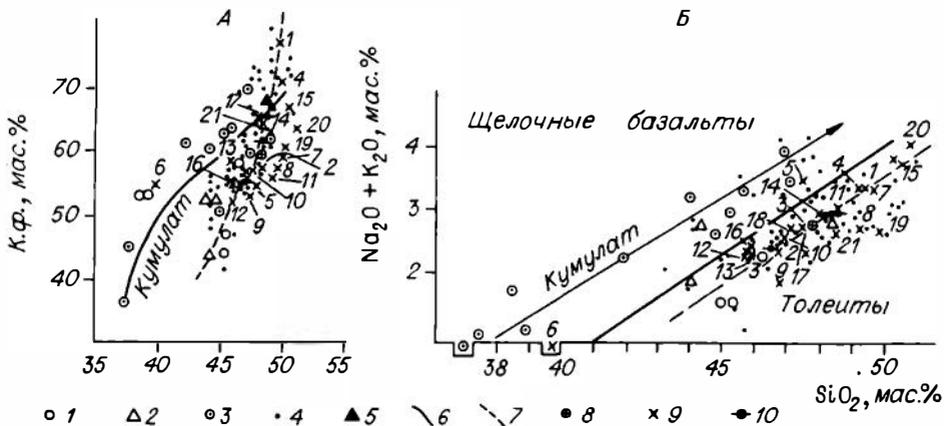


Рис. 9. Диаграммы эволюции состава для серии пород Северо-Ванаварского лакколита, совмещенные с аналогичными обобщенными диаграммами.

А - диаграмма  $\text{SiO}_2$  - К.ф.; Б - диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ .

1 - гипербазит-базитовые эффузивы /4/; 2 - гипербазит-базитовые интрузивы /9/; 3 - дифференциаты Верхнеталнахской интрузии /1/; 4 - средние составы дифференцированных трапповых интрузивов Сибирской платформы /9/; 5 - средний трапп /7/; 6 - тренд камерной дифференциации рудоносного Верхнеталнахского интрузива; 7 - тренд глубинной дифференциации для совокупности трапповых интрузивов; 8 - средний состав Северо-Ванаварского лакколита (см. табл. 5); 9 - состав пород Северо-Ванаварского лакколита (нумерация соответствует порядковым номерам анализов в табл. 5); 10 - средние составы интрузии по разрезам скв. 503, 506, 500 (см. табл. 5). Прочие объяснения см. в тексте.

(см. рис. 9, А) можно видеть, что вся серия пород интрузива близка к тренду дифференцированных траппов Сибирской платформы, лишь пикритовые габбро-долериты (обр. 744/503) близки к некоторым породам-кумулятам Верхнеталнахского интрузива. Точно на упомянутый тренд ложатся и рассчитанные средние составы интрузива по каждой из скважин (503, 506, 500), а также по интрузии в целом (табл. 5), местоположение которой на диаграмме значительно отличается от среднего сибирского траппа /7/. Это же можно видеть и на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (см. рис. 9, Б). Почти вся серия пород Ванаварской интрузии расположилась в поле толейтовых базальтов, нанесенном по Дж. Мак-Дональду и Т. Катсуре /11/. Диаграммы свидетельствуют о том, что различные сечения Ванаварского интрузива по скважинам являются отличающимися по составу фракциями толейтовой исходной магмы.

Состав первичной магмы для всего многообразия траппов предполагается нами пикритоидным /2, 3/, отвечающим норильским дифференцированным интрузиям. Исходя из этого достаточно обоснованного предположения /5/, можно воспользоваться ранее рассчитанной диаграммой кристаллизации магмы такого состава по методу Х. Натана и К. Ван-Кирка /12/. Вся проанализированная серия пород Ванаварской интрузии должна отвечать по содержанию  $\text{MgO}$  и температуре различным жидким остаточным фракциям кристаллизующейся исходной пикритоидной магмы (рис. 10). В диапазоне 4,5-



Рис. 10. Диаграмма соотношения количества твердых фаз при кристаллизации магнезиального базитового расплава, отвечающего средневзвешенному составу интрузива Норильск-1, в зависимости от температуры и магнезиальности остаточной жидкой фракции /5/ с нанесением на нее данных по составу пород и средних по Северо-Ванаварскому лакколиту.

Штриховая линия — сумма твердых фаз. Сплошные линии — количество плагиоклаза (Pl), оливина (Ol), клинопироксена (Cpx), магнетита (Mt). Цифры — номера анализов пород и средних составов для Северо-Ванаварского лакколита в табл. 5.

12,0 мас.% MgO температурный интервал появления таких фракций около 1280–1170 °C.

Количество кристаллизующихся соответствующих минеральных фаз, необходимое для появления упомянутых жидких фракций, можно оценить по шкале вертикальной оси графика. Пикритовый габбро-долерит (№ 6) с содержанием 21 мас.% MgO отвечает породе-кумуляту с добавлением к исходной магме еще около 20 мас. % магнезиально-железистого оливина. Все осталь-

Таблица 6. Расчет требуемого выделения кристаллов из исходной магмы для образования жидкой фракции, ее температуры и фугитивности кислорода

Вид анализа	№ обр.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	MgO	T, °C	lgf <sub>O<sub>2</sub></sub>	Требуемое выделение кристаллов				
						Ol	Crх	Opх	Pl	Mt
Средние по анализам из скважин	506	2,99/9,48	6,51	1205	-8,02	16,8	-	-	7,1	0,2
	503	2,23/9,81	9,62	1255	-8,43	8,93	-	-	-	-
	500	2,51/10,22	7,82	1227	-8,58	13,45	-	-	-	-
	Среднее по интрузии из 21 анализа	2,48/9,90	8,34	1239	-8,32	11,64	-	-	-	-
Представители частных анализов интрузива	503/809	1,82/9,52	10,40	1265	-8,76	7,14	-	-	-	-
	503/774	3,25/7,51	8,25	1233	-7,09	12,5	-	-	-	-
	503/711	1,84/7,79	7,14	1216	-8,61	14,6	-	-	1,7	-
	506/525	3,91/8,27	4,91	1174	-7,29	18,66	11,4	-	23,38	3,38
	500/840	2,27/11,40	11,16	1276	-8,66	5,35	-	-	-	-

Примечание. Расчет фугитивности кислорода по формуле

$$\lg f_{O_2} = \frac{\lg(0,8998 \text{ Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) + 0,00128 T^{\circ}\text{C} - 2,503}{0,188} \text{ по /12/}$$

ные рассматриваемые породы интрузива не являются кумулатами. Для получения средних составов по скважинам 503, 500 и по интрузии в целом за счет исходной материнской пикритовидной магмы требуется отсадка оливина в количестве соответственно 8,9; 13,4; 11,6 мас.% (табл. 6). Что касается среднего состава по разрезу интрузии по скв. 506, то для его получения за счет исходной магмы потребовалось бы выделение помимо 16,8 мас.% оливина еще 7,1 мас.% плагиоклаза и 0,2 мас.% магнетита. Это дает возможность предполагать вероятную неоднородность интрузива и формирование южной его части (скв. 506) за счет наиболее поздней фракции исходной магмы по сравнению с крайними южной и северной частями интрузива. Можно предполагать также, что именно в этой части (скв. 506) где-то на глубине имеется крutosекущий подводный канал для лакколита.

Исходя из подсчитанных средних составов по разрезам интрузива и используя имеющиеся соотношения окисного и закисного железа и вычисленные температуры, получаем (см. табл. 6) значения  $f_{O_2}$  /12/ во время внедрения расплава и образования лакколита. Диапазон  $f_{O_2}$  составляет интервал от -8,02 до -8,58, причем минимальное значение, т.е. максимальная фугитивность кислорода, характеризует разрез интрузива по скв. 506. Общий же интервал  $lg f_{O_2}$  по представителям частных анализов от -7,09 до -8,76 в широком диапазоне содержания  $MgO$  (4-11 мас.%) в породах интрузива. Как видно на диаграмме К.ф. -  $SiO_2$  (см. рис. 9, А), отражающей существующий режим кислорода в процессе возникновения интрузива /13/, имел место так называемый "толеитовый" путь дифференциации исходной магмы со значительным уже накоплением железа в более поздних фракциях. Это можно видеть и на приводимых окисловых профилях (см. рис. 5), что свойственно прежде всего расслоенным трапповым интрузивам кузьмовского типа /10/, с которыми связаны, как известно, железорудные проявления и месторождения на Сибирской платформе. Это важнейшее обстоятельство и определяет перспективы описываемого интрузива на оруденение. Малые содержания серы и таких элементов, как  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cu$  в породах массива делают его, очевидно, менее перспективным на сульфидное медно-никелевое оруденение, хотя по среднему составу он явно близок к "курейскому" интрузивному типу. На это же указывает и состав сосуществующих минералов.

### Заключение

1. Обнаруженный при бурении в районе пос. Ванавара трапповый массив по форме залегания приближается к лакколиту и является дифференцированным по строению.

2. Набор пород лакколита включает в себя от безоливиновых и оливинсодержащих через оливиновые вплоть до пикритовых габбро-долеритов и долеритов.

3. Химический состав и индикаторные редкие элементы указывают на сопряженность их содержаний по соответствующим группам и на достаточно сложное строение массива. Состав породообразующих минералов свидетельствует о присутствии не менее трех парагенетических ассоциаций по времени выделения. По среднему составу массив близок к курейскому интрузивному типу (см. табл. 5).

4. Ряд признаков указывает на неоднородное формирование лакколита.

5. Многообразие пород массива удовлетворительно объясняется возникновением набора жидких поздних фракций в результате глубинной дифференциации исходного пикритоидного расплава при отделении определенного количества минералов согласно модели магматической кристаллизации Х. Натана и К. Ван-Кирка /12/.

6. Возможные перспективы массива, тяготеющего к курейскому интрузивному типу, связываются, очевидно, несмотря на его повышенную магнезиальность, в большей мере с проявлением железо-титанового оруденения (подобно кузьмовскому интрузивному типу).

В заключение авторы приносят благодарность В.Ф. Коненко за изготовление препаратов для электронного зонда, О.С. Хмельниковой за анализы минералов на электронном зонде и сотрудникам химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР за проведенные аналитические определения в породах массива, а также Т.Н. Никиточкиной и Е.Н. Черной за помощь при подготовке рукописи к печати.

#### Список литературы

1. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971. - С. 31-100.
2. Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. - М.: Наука, 1964. - 192 с.
3. Золотухин В.В. О происхождении магнезиальных траппов и их рудоносности на Сибирской платформе // Вопросы генетической петрологии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 21-39.
4. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - 244 с.
5. Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 280, № 4. - С. 967-972.
6. Карпинский Р.Б., Лисовцева Г.М. К направлению нефтегазопоисковых работ в пределах Тэтэринского и Оскобинского мегавалов // Нефтегазоносные комплексы перспективных земель Красноярского края. - Красноярск, 1984. - С. 65-66. (Материалы VI региональной научно-практической конференции: Тез. докл.).
7. Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. - М.: Наука, 1969. - 140 с.
8. Леснов Ф.П., Шербакова М.Я., Лысаков В.С. и др. Структурная примесь железа в основных плагиоклазах и вопросы их типоморфизма // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. - М.: Наука, 1980. - С. 85-90.
9. Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - 287 с.
10. Структуры траппов Сибирской платформы. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976. - 170 с.
11. McDonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. - 1964. - Vol. 5. - P. 82-133.

12. Nathan H.D., Van Kirck C.K. A model of magmatic crystallization // J. Petrol. - 1978. - Vol. 19, N 1. - P. 66-94.
13. Osborn E.F. Role of oxygen pressure in the cryctallization and differentiation of basaltic magmas // Amer. J. Sci. - 1959. - Vol. 257, N 9. - P. 609-647.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Велинский В.В. Гидротермальный синтез серпентинов и некоторые вопросы происхождения альпинотипных гипербазитов . . . . .	4
Агафонов Л.В., Ступаков С.И., Шеремет О.Г. Морфология и условия залегания гипербазитовых массивов Монголии . . . . .	21
Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Уймин С.Г. Кальций–алюминиевое отношение в альпинотипных ультрамафитах как индикатор степени унаследованности состава хондритов . . . . .	41
Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г. Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций . . . . .	52
Гончаренко А.И. Эволюция деформационной структуры и состава вещества верхней мантии . . . . .	71
Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Происхождение ультраосновных пород в дифференцированных габброидных интрузивах Монголии . . . . .	84
Глазунов О.М., Горнова М.А., Павленко Э.Ф. Геохимия архейских ультрамафитов . . . . .	99
Леснов Ф.П. Геохимия полигенных базит–гипербазитовых плутонов складчатых областей . . . . .	120
Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов . . . . .	144
Волохов И.М. О первичномагматической (ювенильной) природе воды в водосодержащих вулканических стеклах . . . . .	167
Васильев Ю.Р. Критерии распознавания ультраосновных пород в щелочно–ультрамафических интрузивных комплексах. . . . .	190
Золотухин В.В., Карпов Г.П., Каченко Н.А. Петрология Северо–Ванаварского базитового лакколита . . . . .	200

Научное издание

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И БАЗИТОВ

Редактор издательства Е.С. Иванова

Художественный редактор М.Ф. Глазырина

Художник Н.А. Пискун

Технический редактор Н.М. Остроумова

---

ИБ № 34673

Сдано в набор 14.05.90. Подписано к печати 12.07.90.  
МН-01097. Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная.

Офсетная печать. Усл. печ. л. 18,9. Усл. кр.-отт. 19,4.

Уч.-изд. л. 17,6. Тираж 730 экз. Заказ № 20.

Цена 3 р. 50 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука", 630077 Новосибирск,  
ул. Станиславского, 25

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовятся к выпуску следующие книги:

Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. - 17 л.

Исследуется проблема уровней организации форм тектонического рельефа Земли. Дается характеристика рельефа главных базисных поверхностей континентов. Проведен структурно-морфологический анализ новейших орогенических поясов материков и предложена их классификация. Рассматривается симметрия планетарного рельефа. Обсуждается значение симметрических свойств рельефа в построении метатеории геоморфологии, в объяснительных и прогнозных геоморфологических построениях.

Для геоморфологов и геологов.

Черезов А.М. Модель геотектонического развития Центральной Азии. - 11 л.

Разработана физико-механическая модель астеносферного диапиризма, а на ее основе - геодинамическая модель геотектонического процесса. На базе этой модели произведена оценка геодинамического процесса. На базе этой модели произведена оценка геодинамической обстановки на планете, этапность и наиболее общие тенденции ее развития, разработана качественная модель развития Центральной Азии в позднем докембрии и фанерозое, обоснованы основные геотектонические, петрологические и металлогенические следствия геодинамической модели. Показано, что она является серьезной основой для решения многих проблем геологии.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геотектоники, петрологии и металлогении.

---

---

Леснов Ф.П. Плаггиоклазы полигенных базит–гипербазитовых плутонов. – 10 л.

В монографии исследованы закономерности изменения вещественного состава и физических свойств плаггиоклазов из различных по парагенезисам и условиям образования пород, представленных в полигенных базит–гипербазитовых плутонах, которые расположены в разновозрастных складчатых областях СССР, а также Монголии. Выявлены типоморфные признаки плаггиоклазов из разных парагенетических типов; изучено распределение в плаггиоклазах ряда примесных элементов, установлена зависимость содержаний структурной примеси железа от условий кристаллизации плаггиоклазов на разных глубинах.

Для петрографов, минералогов и геохимиков.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – 24 л.

Дана сводка по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибирской платформы и прилегающих к ней прогибов. Обосновывается возможность использования стратиграфической схемы рифейских отложений Сибирской платформы в качестве эталона общей шкалы докембрия. Приведена корреляция вендских отложений обрамления Сибирской платформы через ее внутренние районы. Граница кембрия и докембрия проводится по основанию суннагинского горизонта.

Для геологов и палеонтологов.

- 103009 Москва, ул. Горького, 19-а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630099 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пушино Московской обл., МР "В", 1 ("Книга - почтой");
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").