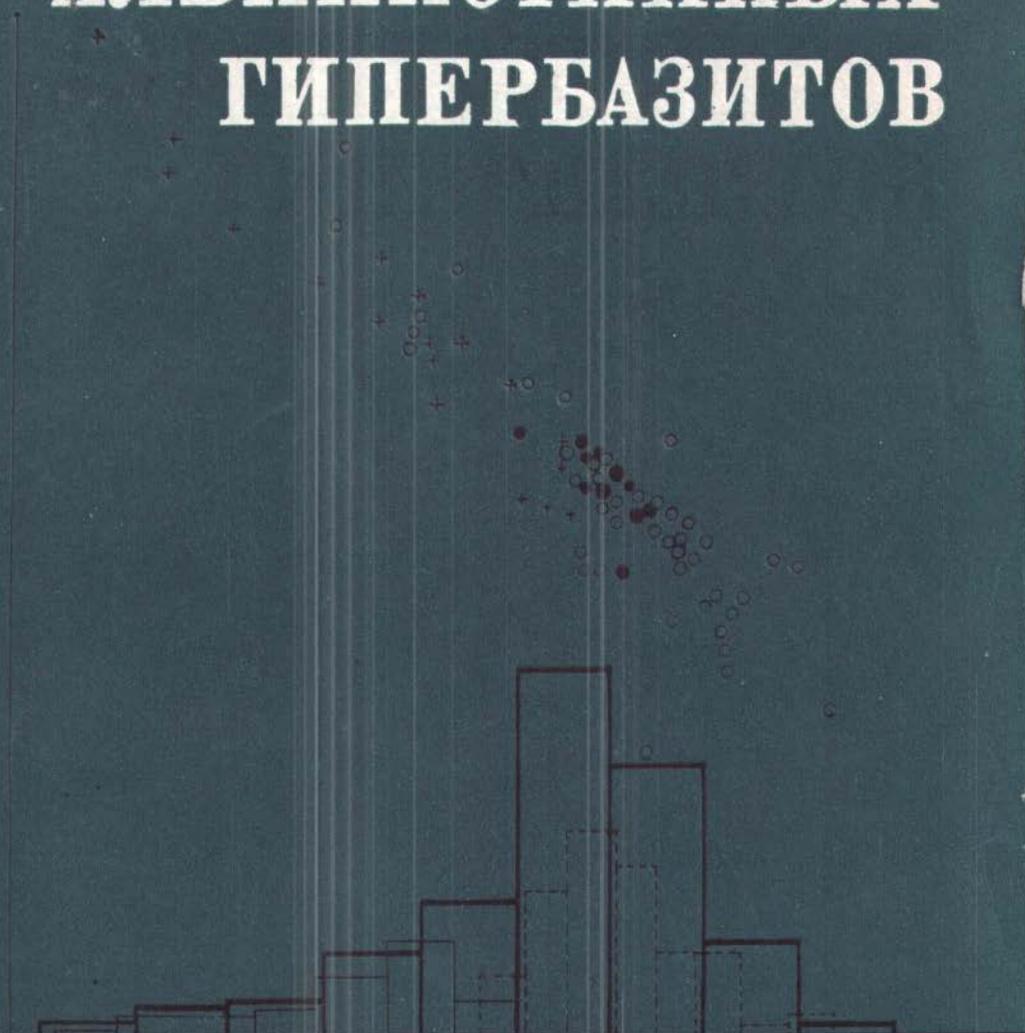


В. В. ВЕЛИНСКИЙ · О. Л. БАННИКОВ

# ОЛИВИНЫ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ВЫПУСК 641

---

В.В. ВЕЛИНСКИЙ О.Л. БАННИКОВ

# ОЛИВИНЫ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Ответственный редактор  
чл.-кор. АН СССР Н.В. С о б о л е в



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1986

Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. – Новосибирск: Наука, 1986.

Приводятся новые сведения о химизме и структурных особенностях оливинов из массивов альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области, рассматривается природа минерала и связь ее с метаморфизмом вмещающих массивы пород. Выполнен сравнительный анализ химизма оливинов из ультраосновных пород различных формационных типов с использованием около 400 микрозондовых анализов.

Для специалистов в области магматической геологии и студентов геологических факультетов высших учебных заведений.

Рецензенты В.В. Золотухин, А.И. Гончаренко

Еще немногим более четверти века тому назад наиболее ярким примером пород магматического генезиса подавляющее большинство исследователей считали гипербазиты, представленные дунитами, перидотитами и пироксенитами. Образование их связывалось с внедрением в земную кору и кристаллизацией специфического высокомагнезиального расплава (или "каши" из расплава и кристаллов оливина) или же с процессами дифференциации базальтоидной магмы.

В тот период наиболее дискуссионным являлся вопрос о происхождении пироксенитов. Одни исследователи рассматривали их в качестве производных кристаллизации силикатного расплава, а другие – как продукт взаимодействия (реакционная кайма) габброидной магмы с первично-магматическими дунитами. Проблема остро обсуждалась главным образом на материале гипербазитов Урала. Точка зрения о метасоматическом происхождении уральских пироксенитов была высказана еще в 30-х годах А.Н. Заварицким и в дальнейшем интенсивно поддерживалась его учениками и исследователями.

В настоящее время метасоматическое происхождение пироксенитов, а также верлитов, которые совместно развиваются в экзоконтактной зоне габброидов, прорывающих массивы гипербазитов, у большинства исследователей не вызывает сомнения. Однако, признавая вторичную природу указанных образований, многие петрологи при этом ограничивают роль метасоматоза только процессом пироксенизации, хотя уже давно известно, что в этих же температурных условиях происходит и реакция дегидратации серпентина (и хлоритов), идущая с образованием вторичного (регенерированного) оливина. Прямым подтверждением сказанному являются такие породы, как оливинсодержащие пироксениты. Кроме того, многочисленные наблюдения указывают на образование вторичных оливинов под воздействием на серпентиниты теплового поля гранитных и габброидных интрузий, горячих вулканических газов и интенсивных тектонических подвижек. Наконец, процесс вторичного образования оливина за счет дегидратации серпентинитов был смоделирован на природном материале в экспериментах.

Стало ясно, что оливин в альпинотипных гипербазитах на современном эрозионном срезе может быть представлен разными генерациями и является минералом гетерогенным. Это подтвердилось результатами его морфологического, химического и структурного изучения, проведенного с учетом геологического положения массивов, их структурно-тектонической позиции и истории метаморфизма пород.

Основная информация о физико-химических параметрах образования пород заложена в вещественном составе слагающих их минералов. В этой связи тонкие исследования химизма оливинов для понимания петрогенезиса гипербазитов приобретают первостепенное значение. Такие исследования стали возможны с внедрением в практику петрологических работ рентгеноспектраль-

ных методов. Они позволили непосредственно в шлифах и отдельных зернах изучать особенности химического состава минерала и тем самым исключить искажение результатов за счет примеси других минеральных компонентов, что неизбежно было при анализе монофракций.

В последние годы материал, необходимый для исследования на микрозонде, целенаправленно подбирался при изучении гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области. Результаты проведенного изучения положены в основу настоящей работы. Отдельные аспекты, рассматриваемые в ней, частично уже получили свое отражение в петрологической литературе. Однако в связи с продолжающейся дискуссией по вопросу генезиса гипербазитов необходима более обширная сводка. Кроме того, за последнее время получены дополнительные данные, которые еще не были опубликованы.

В монографии изложены в основном сведения по химизму оливинов из гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области. Для сравнительного анализа приводятся результаты наших исследований оливинов из массивов Северо-Востока СССР, а также материалы по Уралу и Монголии, алмазонасным кимберлитам и включениям в алмазах, почерпнутые из литературных источников.

Основная цель, которую преследовали авторы, — показать, что главный породообразующий минерал гипербазитов — оливин — является минералом сложного генезиса и образование его определяется многими факторами. Среди них немаловажную, а подчас и решающую роль играют те, которые связаны с процессами вторичного преобразования мантийного вещества, каким является материал гипербазитов в условиях земной коры. Это в значительной мере изменяет подход к изучению рассматриваемых пород как собственно магматических и, раскрывая гетерогенную их природу, намечает новые пути для познания происхождения как самих пород, так и связанного с ними оруденения.

В работе использованы результаты 376 химических анализов оливинов, выполненных на микрозондах IXA-5A и Camebax, из которых 140 оригинальных. Аналитические исследования проводились в Институте геологии и геофизики СО АН СССР: рентгеноспектральные — О.С. Хмельниковой и О.Н. Майоровой, ЭПР — М.Я. Шербаковой и В.В. Истоминым. Математическая обработка материала выполнена в ВЦ Института геологии и геофизики СО АН СССР. Всем товарищам, способствовавшим выполнению работы, авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОЛИВИНЕ И ПРОДУКТАХ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГИПЕРБАЗИТОВ

Оливин относится к группе минералов, кристаллизующихся в ромбической сингонии и имеющих общую формулу  $Me_2[SiO_4]$ , где  $Me$  — преимущественно  $Mg$ ,  $Fe$  и  $Mn$  и в значительно меньшей мере —  $Ni$ ,  $Al$ ,  $Ca$  и др. Разновидности оливинов являются продуктами непрерывных изоморфных серий типа твердых растворов между конечными членами  $Mg_2[SiO_4]$ — $Fe_2[SiO_4]$ — $Mn_2[SiO_4]$ .

Несмотря на то, что экспериментально в составе этих серий установлена полная смесимость, природные оливины чаще всего представлены членами систем  $Mg_2[SiO_4]$ — $Fe_2[SiO_4]$  и  $Fe_2[SiO_4]$ — $Mn_2[SiO_4]$ . Минералы же, содержащие в своем составе в большом количестве все три катиона ( $Mg$ ,  $Fe$  и  $Mn$ ), а также промежуточные члены серии ( $Mg_2[SiO_4]$ — $Mn_2[SiO_4]$ ) в природе редки /Минералы, 1972; Годовиков, 1983/.

Структура кристаллической решетки всех разновидностей оливина представлена разобщенными кремнекислородными тетраэдрами  $[SiO_4]$ , соединенными друг с другом двухвалентными катионами металлов, которые находятся в шестерной координации. Как и в других силикатах ромбической сингонии, атомы кремния в структуре оливина не замещаются алюминием, а октаэдрические позиции в ней заняты исключительно двухвалентными атомами. Наиболее распространенные в силикатах трехвалентные катионы  $Al$  и  $Fe^{3+}$  в оливинах либо отсутствуют, либо их очень мало.

В составе пород альпинотипных гипербазитов оливины представлены исключительно членами изоморфной серии  $Mg_2[SiO_4]$ — $Fe_2[SiO_4]$  (форстерит — фаялит). Для этого ряда в настоящее время наиболее широко используется разделение, предложенное в 1939 г. У.А. Диром и Л.Р. Уэйджером /Дир и др., 1965/. Оно основано на содержании в минералах фаялитового компонента ( $Fa$ ). В зависимости от этого в ряду форстерит — фаялит выделяются: форстерит ( $Fa = 0-10\%$ ), хризолит или собственно оливин ( $Fa = 10-30\%$ ), гиалосидерит ( $Fa = 30-50\%$ ), гортонолит ( $Fa = 50-70\%$ ), феррогортонолит ( $Fa = 70-90\%$ ) и фаялит ( $Fa = 90-100\%$ ).

Весь диапазон разновидностей оливинов в группе альпинотипных гипербазитов охватывает лишь интервал форстерит — хризолит. Причем для подавляющего большинства пород ряда дунит — гарцбургит это в основном форстерит с содержанием  $Fa$  до 7–9 вес. %, а для разновидностей верлит—перцолитового состава оливины представлены железистым форстеритом — магнезиальным хризолитом, содержащим обычно не более 20% фаялитового компонента (особенно часто до 15%).

Кристаллическая структура форстерит—хризолита состоит из кремнекислородных тетраэдров, соединенных посредством атомов магния, частично замещенных атомами железа, каждый из которых окружен шестью ближайшими атомами кислорода. Атомы кислорода располагаются слоями, параллельными

плоскости (100), и сочетаются по принципу, близкому к плотнейшей гексогональной упаковке.

Параметры элементарной ячейки форстерита ( $a = 4,755$ ,  $b = 10,210$ ,  $c = 5,985$  в Å /Дир и др., 1965; Брэгг, Кларингбулл, 1967/ увеличиваются с вхождением в структуру минерала двухвалентного катиона железа и для хризолита с содержанием фаялитового компонента  $11,1 \pm 2,30$  (вес. %) составляют, Å:  $a = 4,782 \pm 0,001$ ,  $b = 10,235 \pm 0,0004$ ,  $c = 5,998 \pm 0,002$  /Велинский, 1979/.

Постоянной примесью в составе оливинов гипербазитов являются Mn и Ni, содержание которых переменное, но не превышает, как правило, в сумме 1 вес. % и чаще всего в среднем равно  $\sim 0,5$  вес. %.

Довольно часто в составе оливинов гипербазитов отмечаются также небольшие содержания Al и Ca (доли процента), природа которых не всегда ясна. Вероятнее всего, что в большинстве случаев наличие их обусловлено присутствием в оливинах мельчайших ксеногенных твердофазных включений, в первую очередь серпентина, хлорита и амфиболов. Последнее в ряде случаев уверенно фиксируется по данным рентгенометрии и ИК-спектроскопии. Наряду с этим известны случаи, когда концентрации окиси кальция в форстеритах значительно увеличиваются и достигают 3-4 вес. % /Велинский, Агафонов, 1971/ и даже 6 вес. % /Sahama, Hütönen, 1958/. Детальными исследованиями установлено, что подобные аномалии содержания Ca связаны с наличием в форстерите монтчеллитового компонента, растворимость которого в магнезиальных оливинах, однако, ограничена и по экспериментальным данным достигает не более 9 вес. % /Hatfield, Richmond, 1970/. Вхождение в структуру оливина иона кальция оказывает влияние на размеры элементарной ячейки минерала, изменяя ее главным образом за счет увеличения параметра  $b$  при сохранности параметров  $a$  и  $c$  /Пинус и др., 1973; Велинский, 1979/.

Присутствие в природных оливинах, в частности в оливинах альпинотипных гипербазитов, катиона  $Fe^{3+}$  объясняется двумя причинами. С одной стороны, наличие его, несомненно, связано с твердофазными включениями магнетита, серпентина, хлорита, амфибола и др. При этом магнетит может быть представлен либо ксеногенным материалом, либо образовавшимся за счет окисления оливина под воздействием более поздних магматических интрузий. Этот процесс отчетливо наблюдался, например, в ксенолитах лееролитов из основных лав /Kohlstedt, Van der Sande, 1975/.

С другой стороны, при изучении оливинов методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) установлено, что катион  $Fe^{3+}$  может входить непосредственно в структуру минерала, изоморфно замещая  $Fe^{2+}$  или Mg /Chatelain, Weeks, 1973/. Проведенные нами аналогичные исследования в гипербазитах Алтае-Саянской области /Велинский и др., 1980б/, а затем в породах ультраосновного состава интрузий севера Сибирской платформы /Васильев, 1980/ подтвердили этот вывод и выявили случаи структурных форм катиона  $Fe^{3+}$  в решетке оливинов /Велинский, 1981/. Влияние  $Fe^{3+}$  на размеры элементарной ячейки минерала исследовано не было. Но, поскольку количества изоморфного  $Fe^{3+}$  исчезающе малы, это влияние, вероятно, будет минимальным.

Формы выделения оливинов в гипербазитах самые разнообразные - от изометричных зерен, близких к округлым, до сливных сплошных масс, часто очень неправильной формы (см. ниже), нередко с псевдодвойниками (структуры скольжения, образующиеся в результате деформации кристаллов). При

этом отмечается, что в гипербазитах допалеозойского возраста оливины наиболее неправильной формы и часто образуют сливные агрегаты. В более же молодых интрузивах, и особенно в условно мезозойских, оливины встречаются предпочтительно в виде изометричных зерен.

Минералы форстерит-хризолитового состава неустойчивы по отношению к внешним агентам и легко поддаются воздействию гидротермальных растворов, метаморфизму низких ступеней и выветриванию. Наиболее широко вторичные изменения оливинов представлены процессами гидратации, приводящими главным образом к образованию минералов серпентиновой группы, в меньших количествах – талька, брусита, хлоритов и амфиболов тремолит-актинолитового ряда. Широко проявляются также процессы карбонатизации.

Главными же продуктами изменения оливинов в альпинотипных гипербазитах являются серпентины, представленные в основном тремя разновидностями – лизардитом, хризотилом и антигоритом. Установлено, что в последовательности их выделений намечается определенная закономерность, выражающаяся в том, что на начальных этапах гидратации оливинов происходит образование лизардита и хризотила, а антигорит является продуктом их перекристаллизации. Отмечаемые иногда в литературе случаи антигоритизации оливинов на первых стадиях указанного процесса при детальном исследовании, как правило, не подтверждаются. Образование подобных парагетезисов оказывается связанным с процессами серпентинизации вторичных (регенерированных) оливинов.

Все минералы серпентиновой группы имеют общую формулу –  $(Mg, Fe)_6Si_4O_{10}(OH)_8$ ; причем железистость в целом увеличивается в ряду хризотил – антигорит – лизардит /Пинус и др., 1973; Банников, 1975, 1977/. Стехиометрические соотношения компонентов серпентинов составляют:  $(Mg, Fe)O = 43,5\%$ ,  $SiO_2 = 43,5\%$ ,  $H_2O = 13\%$ .

Структура серпентинов для всех разновидностей, несмотря на их различный габитус (волокнистый, пластинчатый), слоистая, с параметрами элементарной ячейки, Å:  $a \approx 5,3$ ;  $b \approx 9,2$ ;  $c \approx 7,3$ . Одна из частей структуры представляет собой псевдогексагональную сетку, состоящую из связанных между собой тетраэдров  $[SiO_4]$ . Последние обращены в одну сторону и соединяются с элементами второго, бруситового, слоя. Связь эта осуществляется за счет замещения каждых двух из трех гидроксидов бруситового слоя атомами кислорода, являющимися вершинами тетраэдров  $[SiO_4]$  /Дир и др., 1966а/.

Особенности структуры минералов и высокое содержание в них гидроксила определяют термическую неустойчивость серпентинов. Разложение серпентинов происходит при нагревании на воздухе уже при  $600^\circ C$  и сопровождается образованием оливина. Причем в большинстве случаев оливин появляется еще до полного разрушения структуры серпентина /Дир и др., 1966а/. По данным анализа дифференциальных кривых нагревания, эндотермическая реакция серпентинов имеет место в интервале  $780-820^\circ C$  /Банников, Корнева, 1972; Термический анализ..., 1974/ и соответствует выделению гидроксила из структуры минералов. Варьируя условия эксперимента и, в частности, щелочность среды и время нагрева, температуру полной дегидратации серпентинов с образованием оливина можно опустить до  $500^\circ C$  и, возможно, ниже /Велинский и др., 1983в/. Как показали результаты по дегидратации хризотила, вслед за оливином при дальнейшем повышении температуры начинает образовываться энстатит, кристаллы которого нарастают на зерна форстерита. Энстатитизация начинается около  $900-1000^\circ C$  и наиболее интенсивно происходит при  $1300-1400^\circ C$ . В этих исследованиях самого присталь-

ного внимания требует тот факт, что оливин, кристаллизуясь в процессе гидратации серпентина при температуре 650–700°C, выделяется при сохранении морфологии волокон хризотила /Helenä, Keiji, 1979/. Это значит, что в определенных условиях могут образовываться волокнистые и ветвящиеся агрегаты оливина, морфологически схожие со структурами spinifex.

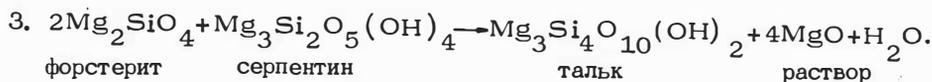
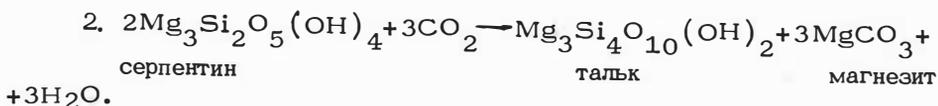
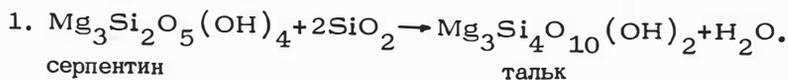
В этой связи всякие аналогии таких образований с оливинами коматитов (особенно для древних пород) требуют тщательной проверки и убедительных доказательств.

Вторым по распространенности продуктом изменения оливинов является тальк. Он образуется либо под воздействием на гипербазиты флюидов, связанных с гранитоидными интрузиями, либо в процессе регионального метаморфизма (стеатитизация). В случае контактового воздействия тальк фиксируется в узких зонах и образуется предпочтительнее по ромбическим пироксенам и по серпентинам, развитием между зернами оливина, реже – по самим оливинам. На этих же участках нередко наблюдаются различной мощности тальковые жилы. При региональном метаморфизме оталькованию подвержены большие площади гипербазитов, и чешуйки талька более или менее равномерно рассеяны по породе.

Тальк по сравнению с серпентинами более устойчив к воздействию температуры, что определяется особенностями его состава и структуры. Различия в составе выражаются в том, что тальк содержит больше кремнезема и вдвое меньше воды. Это хорошо видно из стехиометрии минерала:  $MgO = 40,3\%$ ,  $SiO_2 = 53,7\%$ ,  $H_2O = 6,0\%$ . Структура талька подобна структуре пиррофиллита, но отличается от последнего тем, что октаэдрические позиции здесь вместо алюминия образованы сложными слоями магния и отсутствуют незанятые структурные положения. Слои, состоящие из ионов магния, при этом располагаются между двумя слоями связанных тетраэдров  $[SiO_4]$ , а последние расположены таким образом, что их вершины направлены внутрь слоя и атомы кислорода в вершинах во всех доступных положениях заняты атомами Mg. Размеры элементарной ячейки, Å:  $a = 5,28$ ;  $b = 9,15$ ;  $c = 18,9$  /Дир и др., 1966/.

Несмотря на различную реакцию талька и серпентина на воздействие температуры, поля устойчивости их взаимно перекрываются, а в случае термального воздействия на серпентинизированные дуниты образование талька происходит уже при 500°C, когда серпентин еще не устойчив /Turner, 1948; Moody, 1976/.

Процесс оталькования гипербазитов рассмотрен в целом ряде экспериментальных работ, в которых показано, что превращение серпентина в тальк может происходить в силу силификации, карбонатизации или вследствие приноса  $CO_2$ . Эти превращения без изменения объема происходят в результате следующих обратимых реакций:



Тальк легко образуется также при гидротермальном изменении энстатита по реакции



В свете отмеченного ниже остановимся на некоторых аспектах геологии гипербазитовых массивов, из которых были проанализированы оливины, а затем – на специфике и закономерностях в химизме минерала.

## Глава II

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Геологическое положение массивов. Исследованию гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области посвящены работы Г.В. Пинуса с соавторами /Пинус и др., 1955, 1958; Пинус, Колесник, 1966/, в которых с исчерпывающей полнотой рассмотрены вопросы геологического положения ультраосновных массивов и особенности их состава. Однако с момента выхода перечисленных работ по описанным объектам к настоящему времени накопился новый обширный фактический материал, который заставляет пересмотреть взгляды упомянутых авторов на возраст этих пород, особенности их петрографического состава и генетическую природу.

В соответствии с представлениями Г.В. Пинуса с соавторами происхождение гипербазитовых массивов связывается с внедрением в кору кристаллической "каши". При этом возраст пород рассматривается как ранне-, среднекембрийский, но делается акцент на то, что подавляющая часть массивов пространственно приурочена к осадочно-вулканогенным отложениям нижнего отдела кембрия. Вместе с тем еще в 1930–1940-е годы А.Г. Сивов, исходя из общих геологических предпосылок, доказывал, что возраст ультраосновных пород Алтае-Саянской складчатой области не моложе раннего кембрия /Сивов, 1953/, а В.К. Монич /1941/ датировал их докембрием.

Несколько позднее по данным абсолютного возраста габброидов, входящих в состав габбро-пироксенит-дунитовых массивов, куда были включены и отдельные тела альпинотипных гипербазитов, время формирования пород определялось интервалом 713–1150 млн. лет /Ивонин, 1969/. Поскольку габброиды рвут и метаморфизуют ультрабазиты, возраст последних датируется, по меньшей мере, как верхний протерозой.

В дальнейшем докембрийский возраст гипербазитов был обоснован нами сперва для территории Тувы, а затем – Горного Алтая и Кузнецкого Алатау /Велинский, Вартанова, 1978; Велинский, Банников, 1982; Велинский и др., 1983б, 1985/. Основанием тому послужили находки продуктов дезинтеграции гипербазитов во вмещающих массивы рифей-раннекембрийских осадочно-вулканогенных толщах, а также K-Ar датировки габбро (676–1480 млн. лет), секущих тела ультраосновного состава. Косвенным доказательством докембрийского возраста гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области могут служить и данные по каледонидам Монголии /Пинус, Агафонов, 1978/, где в протерозойских метаморфических толщах (возраст метаморфизма 848 млн. лет, а возраст секущих гипербазиты габброидов  $930 \pm 60$  млн. лет) обнаружен обломочный материал заключенных в них массивов гипербазитов.

Вместе с тем повсеместно тектонические контакты гипербазитов с вмещающими породами, явления задирания слоев последних на контактах массивов и отчетливые следы течения ультраосновного субстрата /Гончаренко, 1976б/ определенно указывают не на интрузивный, а на протрузивный ха-

ракти его внедрения в толщи нижнего кембрия /Велинский, Вартанова, 1978/. К этому следует добавить, что в подавляющем большинстве случаев тела гипербазитов располагаются конкордантно складчатости рамы. Это свидетельствует об их совместном с вмещающими породами участии в процессах складкообразования. Учитывая при этом, что гипербазиты во всех регионах области часто залегают среди протерозойских отложений, докембрийский, а не нижнекембрийский их возраст становится очевидным. Наличие же обломочного материала ультраосновных пород в составе протерозойских и нижнекембрийских образований служит неопровержимым доказательством того, что в процессе их седиментации гипербазиты уже были выведены на поверхность и подвергались эрозии.

Изменились взгляды и на вещественный состав пород массивов гипербазитов. Ранее считалось, что они сложены преимущественно гарцбургитами при малой роли в составе тел дунитов /Пинус и др., 1955, 1958; Пинус, Колесник, 1966/. Детальные петрографические исследования последних лет позволили показать, что во многих случаях соотношения между дунитами и гарцбургитами прямо противоположные, и тела подчас почти нацело сложены дунитами. Последнее особенно характерно для массивов, залегающих среди протерозойских отложений, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации. Сюда относятся массивы северо-западной и восточной частей Сангилена в Туве, Чаган-Узунский массив в Горном Алтае, тела гипербазитов Центрально-Алатауской зоны Кузнецкого Алатау и др. /Еремеев, 1962; Меляховецкий, Никитчин, 1974; Коновалова, Прусевич, 1977; Велинский и др., 1978; Велинский, Банников, 1982; Велинский, Гора, 1983; и др./. При этом следует подчеркнуть, что существенно дунитовый состав присущ главным образом массивам, залегающим в байкалидах. Тела же гипербазитов, отмечаемые среди салаирид, как правило, представлены в основном апоперидотитовыми серпентинитами и серпентинизированными, обогащенными оливином гарцбургитами, и дуниты здесь занимают подчиненное положение. На объяснении отмеченной закономерности мы остановимся ниже, сейчас же просто акцентируем внимание читателей на этом эмпирическом факте.

Таким образом, весь набор отмеченных выше фактов, главным из которых, на наш взгляд, является установление докембрийского (протерозойского) возраста пород, позволяет по-иному подойти к проблеме гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. В этой связи следует подчеркнуть, что в последнее время и Г.В. Пинус пришел к выводу о более древнем, чем нижнекембрийский, возрасте гипербазитов, и не только для Алтае-Саянской области, но и для каледонид Центральной Азии в целом /Пинус, Агафонов, 1978/. Установление дофанерозойского возраста гипербазитов ставит исследователей перед необходимостью признать более длительную историю их существования и, следовательно, более сложный характер пережитых ими эпигенетических превращений. Последние связаны как с воздействием на гипербазиты агентов регионального метаморфизма, так и последующего магматизма, широко проявившегося на территории Алтае-Саянской складчатой области в период палеозоя.

Это же, в свою очередь, влечет за собой необходимость рассматривать альпинотипные гипербазиты региона не как продукты первичного мантийного вещества в своем первозданном виде, а как образования сложного генезиса, представленные на современном эрозионном срезе метакорами со сложной и длительной историей становления /Велинский, Банников, 1981/. Изменение первичных гипербазитов при такой постановке вопроса неизбежно в силу общих законов термодинамики и вызвано приспособлением глубинного вещества к новым термодинамическим условиям земной коры. Нынешнее же положение

массивов гипербазитов Алтае–Саянской складчатой области в разрезе литосферы следует рассматривать как отражение этапа максимальной тектонической активности тех долгоживущих глубинных разломов, с которыми они пространственно тесно сопряжены и по которым в твердом виде были выведены на современный уровень.

В свете изложенного коротко рассмотрим геологическую позицию и петрографический состав отдельных гипербазитовых массивов на территории Алтае–Саянской складчатой области.

Тува. На территории Тувы гипербазиты образуют ряд поясов, среди которых Г.В. Пинус с соавторами /Пинус и др., 1958/ выделяют Каахемский, Западно– и Южно–Тувинский. В первых двух гипербазиты представлены преимущественно небольшими бескорневыми линзами, сложенными главным образом серпентинитами апоперидотитового состава /Пинус, Колесник, 1966/. Наибольшее же количество гипербазитовых тел, положение которых контролируется Агардагским глубинным разломом, обнажается в Южно–Тувинском гипербазитовом поясе. К этому же поясу приурочены и наиболее крупные массивы ультраосновных пород, среди которых самыми значительными являются Агардагский, Улорский и Тарлашкинский. Выходы их сопровождаются рядом мелких тел, расположенных в зоне того же разлома (Кускунугская группа), или оперяющих его разрывных структур (Сольджерская группа). Геологическое положение массивов детально описано в упомянутых выше работах Г.В. Пинуса с соавторами и наших /Велинский, Вартанова, 1978; Велинский и др., 1978, 1980а/.

Южно–Тувинский гипербазитовый пояс сечет две структурно–фациальные зоны, в результате чего массивы гипербазитов оказываются расположенными на территории различных тектонических сооружений: Сангиленского срединного массива, сложенного байкалидами, и Кускунугской складчатой зоны, выполненной каледонидами.

На территории развития геосинклинальных образований выходы гипербазитовых массивов располагаются среди кремнисто–вулканогенно–терригенных отложений венда – нижнего кембрия, метаморфизованных в пренит–пумпеллитовой и зеленосланцевой фациях /Лепезин, 1978/. Тела ультраосновных пород тяготеют к нижней части стратиграфического разреза, сложенного преимущественно эффузивами основного и среднего состава, перемежающимися с пачками туфогенного и терригенного материала, прослоями кварцитов, пластами мраморов и мраморизованных известняков. Среди описанных отложений в виде небольших клиновидных тектонических блоков в Агардагском и Карашатском хребтах вблизи гипербазитов обнаружены амфиболиты, по составу не отличающиеся от аналогичных пород высокометаморфизованных толщ Сангиленского нагорья /Велинский, Вартанова, 1978/.

В пределах геосинклинальной зоны гипербазиты встречаются в виде крупного Агардагского массива и серии мелких тел (Кускунугская группа и выходы на горе Карашат), сложенных в основном в различной степени серпентинизированными и слабо оталькованными дунитами, гарцбургитами и собственно серпентинитами. Подчиненное, но заметное положение занимают пироксениты, слагающие жильную фацию, широко развитую в Карашатском и северо–восточной части Агардагского массивов, вблизи выходов рвущих гипербазиты интрузий габброидов. Следует подчеркнуть, что в обоих массивах встречаются неправильной в плане формы участки, сложенные исключительно свежими дунитами, в которых аксессуарная хромшпинель почти целиком замещена магнетитом. Они представляют собой реликты пород, которые в дальнейшем подверглись интенсивной серпентинизации.

Иная геологическая ситуация наблюдается в пределах Сангиленского

срединного массива. Здесь вмещающими гипербазиты породами являются метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях отложения среднего (?) протерозоя (мугурская свита). Представлены они интенсивно дислоцированными, вплоть до гофрировки, кристаллическими сланцами, амфиболитами (нередко с гранатом), кварцитами, мраморами и инъекционными гнейсами /Пинус и др., 1958; Лепезин, 1978/.

Выходы гипербазитов представлены Улорским массивом, телами Тарлаш-кинской и Сольджерской групп. О вещественном составе пород гипербазитовых массивов Сангилена приводятся противоречивые сведения. Г.В. Пинус и др. /1955, 1958/ считали, что они сложены в основном гарцбургитами. В.П. Еремеев /1962/, описывая выходы ультрабазитов Восточной Тувы, отмечает наряду с гарцбургитами широкое развитие в них дунитов и аподунитовых серпентинитов. Обобщая результаты геологического картирования, А.А. Меляховецкий и П.А. Никитчин /1974/ указывают на преобладание в этих массивах дунитов. Проведенные нами детальные геолого-петрографические исследования ультраосновных пород в северо-западной части Сангиленского срединного массива /Велинский и др., 1978, 1980а/ показали, что они представлены в основном дунитами, а гарцбургиты присутствуют в резко подчиненном количестве (Улорский массив) и по содержанию в них пироксена нередко могут быть отнесены к пироксеносодержащим разностям дунитов.

Характерной особенностью гипербазитов, расположенных среди байкалид, что отмечается всеми исследователями, является их свежесть. Сильно серпентинизированные разности встречаются редко и приурочены к приконтактовым участкам, тектоническим нарушениям и выходам более поздних интрузий кислого и основного состава. Исключение составляет Улорский массив, в котором серпентинизация проявлена более широко, в основном по его периферии вдоль контактов, и образует различной ширины оторочку.

Другая отличительная черта гипербазитов Сангилена – их интенсивное сталькование. Тальк при этом имеет двойственную природу. Одна из разновидностей его представлена мелкими чешуйками, разбросанными довольно равномерно по всей массе пород, и носит региональный характер (стеатитизация). Другая же слагает прожилки и жилы и ассоциирует обычно с тремолитом и антофиллитом, образуя иногда крупные локальные скопления, приуроченные к контактовым частям прорывающих ультраосновные породы гранитных интрузивов (Улорский массив).

Для гипербазитов всего Южно-Тувинского пояса характерна пространственная связь с более молодыми интрузиями габброидов актоврацкого ( $\epsilon_1$ ) и гранитоидами таннуольского ( $\epsilon_{1-2}$ ) комплексов /Пинус, Колесник, 1966/.

Кроме того, в пределах каледонид геосинклинальной зоны массивы гипербазитов прорываются гранитоидами брэнского комплекса ( $D_3-C_1$ ). И наконец, в составе гипербазитов Сангилена фиксируются дайки и штоки, сложенные сильно амфиболитовыми породами габбро-диабазового состава, очень часто почти нацело превращенными в амфиболиты. Первичная природа таких амфиболитов устанавливается по реликтам в них участков габбрового и диабазового состава. Показательно, что по петрографическому составу они идентичны амфиболитам, которые широко развиты во вмещающих гипербазиты толщах мугурской свиты. Это является прямым доказательством одновременности проявления процессов метаморфизма в обоих случаях. Возраст же метаморфизма докембрийских толщ Сангилена, судя по парагенезисам минералов и изотопным датировкам, по данным Г.Г. Лепезина и Е.Н. Ушаковой /1974/, определяется как дорифейский. Учитывая, что сильно амфиболитовые разности габброидов рвут гипербазиты, метаморфизм последних также следует считать протерозойским.

Аналогичные по составу и геологическому положению тела гипербазитов описаны в Восточно-Тувинском срединном массиве А.А. Меляховецким и П.А. Никитчиным /1974/. Возраст их этими исследователями оценивается как докембрийский, а сами гипербазиты Сангилены относятся к категории внегеосинклинальных. Такое представление, на наш взгляд, ошибочно, так как набор пород мугурской свиты (кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы) полностью отвечает метаморфизованным аналогам терригенно-кремнисто-вулканогенных ассоциаций офиолитовых комплексов. Приуроченность же гипербазитов к тем частям разреза, где наиболее широко развиты амфиболиты, еще более подчеркивает это сходство. В связи с отмеченным можно утверждать, что в протерозое на территории Сангиленского срединного массива в отдельных зонах существовали типичные эвгеосинклинальные условия, в которых происходило накопление офиолитов с проявлением характерного для них магматизма.

Горный Алтай. На территории Горного Алтая гипербазиты распространены ограниченно и сосредоточены в основном в двух поясах – Теректинском и Курайском, пространственно приуроченных к одноименным глубинным разломам /Пинус, Колесник, 1966/.

В подавляющем большинстве случаев тела ультраосновных пород представлены небольшими (десятки – первые сотни метров) линзами апоперидитовых серпентинитов, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия, метаморфизованных в зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фациях /Лепезин, 1978/.

Как отмечает Г.В. Пинус /Пинус, Колесник, 1966/, все тела имеют вторичное тектоническое залегание, а контуры их подчиняются рисунку пликативной тектоники вмещающих толщ. На этом основании он справедливо считает, что "ультраосновная интрузия произошла до главной (салаирской) складчатости, с которой связана консолидация древнекаледонских структур Горного Алтая" (с. 84). Отсюда следует, что возраст гипербазитов надо было бы считать не нижнекембрийским, а досалаирским. Это в дальнейшем подтвердилось нами находками обломков сильно замещенных магнетитом хромпикотитов в рифей-кембрийских алевролитах, песчаниках и известняках вблизи гипербазитов в районе пос. Акташ (руч. Курумду-Айры) /Велинский, Банников, 1982/.

Вопрос о первичном залегании гипербазитов решается нами /Велинский, Банников, 1982/ на примере Чаган-Узунского гипербазитового массива, входящего в состав Курайского гипербазитового пояса /Пинус и др., 1958/. Это самый крупный массив ультраосновных пород в регионе, площадь которого достигает 45–50 км<sup>2</sup>. Залегает он среди вулканогенно-терригенных толщ рифей-раннекембрийского возраста, с которыми имеет тектонические контакты. Наряду с этим вблизи выходов гипербазитов наблюдаются задирание слоев вмещающих отложений, линзы "затертых" в них серпентинитов и интенсивная тектоническая раздробленность массива. Все перечисленные факты свидетельствуют о протрузивном характере внедрения ультраосновных пород во вмещающие его толщи, и поэтому возраст их, как и других тел Курайского гипербазитового пояса, должен определяться как досалаирский. Доказательством тому являются и фиксируемые в юго-восточном контакте массива "вынесенные" им на уровень зеленосланцевых толщ рифея – нижнего кембрия гранатовые амфиболиты, возраст которых датируется всеми исследователями как дорифейский /Пинус, Колесник, 1966; Боголепов, Яншин, 1973; и др./.

Гранатовые амфиболиты представлены породами со средне- и крупнозернистой гранобластовыми структурами и состоят в основном из зеленоватой с желтыми тонами роговой обманки, плагиоклаза, кварца и гроссуляр-альмандинового граната. Часто в них присутствуют эпидот и сфен. Особенности со-

става пород и минералов дают нам основание относить их к ортоамфиболитам, связывая происхождение последних с высокотемпературным метаморфизмом основных изверженных пород.

С учетом изложенного обратимся к вещественному составу гипербазитов массива, детально описанного ранее /Велинский, Банников, 1982/. Представлены гипербазиты в основном оливинитами, пироксенсодержащими дунитами и, в меньшей мере, обогащенными оливином гарцбургитами. Свежие их разности повсеместно амфиболизованы. Процесс амфиболизации многостадийный; наиболее ранним является антофиллит, а поздним – тремолит. Кроме того, породы массива подвергнуты интенсивной серпентинизации, причем последняя проявилась уже после амфиболизации. Об этом однозначно свидетельствуют реликты и тневые структуры амфиболов в серпентинитах, а также часто наблюдаемые в слабоизмененных разностях пород факты пересечения жилами серпентина (лизардита и офита) зерен амфиболов.

Процесс серпентинизации также многостадийный и представлен различными генерациями серпентина, среди которых первыми являются лизардит-хризотилитовые разности, а наложенными на них – антигоритовые. При этом показательно, что лизардит характеризуется низкой железистостью и сопровождается выделением магнетита, который, как известно, в петельчатых лизардитах I генерации отсутствует /Артемов и др., 1973; Артемов, 1974; Пинус и др., 1973; Штейнберг, Чашухин, 1977; Банников, 1975, 1977; и др./ . По этим показателям данная разновидность относится к лизардитам III генерации /Артемов, 1974; Варлаков, 1975/.

Наряду с отмеченным для оливинитов и дунитов массива характерны постоянное присутствие небольших количеств ромбического пироксена и очень незначительное содержание хромшпинелидов.

Пироксен представлен железистым энстатитом и образует неправильной формы зерна, содержащие реликты оливина, хромшпинелей и серпентина, а в ряде случаев и серпентинита. Подобные взаимоотношения и характер выделения минерала указывают на его вторичное происхождение. В этой связи важно подчеркнуть, что и в гарцбургитах ромбический пироксен имеет аналогичные связи с остальными минералами породы, что дает основание считать его новообразованным.

Таким образом, отмеченные особенности пород позволяют рассматривать их как метаморфогенные с постоянным парагенезисом  $Ol+Pp+Ant$ , который по уровню метаморфизма близок к метаморфизму гранатовых амфиболитов с парагенезисом  $Amf+Gr$  /Маракушев, 1968; Фации метаморфизма, 1970/. Отмеченные особенности амфиболитов и гипербазитов дают возможность согласиться с точкой зрения К.В. Боголепова и А.Л. Яншина /1973/, рассматривающих гранатовые амфиболиты Чаган-Узунского массива как образования дорифейские и придающих им роль самостоятельного стратиграфического горизонта, который и являлся первоначальной вмещающей рамой для гипербазитового массива.

Чаган-Узунский гипербазитовый массив по вещественному составу на территории Горного Алтая не имеет аналогов, но чрезвычайно близок к массивам Западного Сангилену в Туве /Велинский и др., 1978, 1980а/. Вероятно, к ним близок и Чульчинский массив в Абаканском хребте /Пинус, Колесник, 1966/, однако фрагментарность сведений по этому объекту не дает возможности такое утверждение считать определенным.

Кузнецкий Алатау. В пределах Алтае-Саянской складчатой области на территории Кузнецкого Алатау гипербазиты развиты наиболее широко. Они с запада и востока окаймляют выходы докембрийского выступа, располагаясь как среди допалеозойских (в большинстве случаев), так и среди вулканоген-

но-осадочных толщ рифея – нижнего кембрия /Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966/. Основная часть массивов гипербазитов фиксируется в восточной части единого Кузнецко-Алатауского гипербазитового пояса, где вмещающие их толщи метаморфизованы преимущественно в эпидот-амфиболитовой, реже – в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях /Лепезин, 1978/. В составе пояса фиксируются несколько десятков тел, среди которых наиболее крупными являются массивы Среднетерсинский, гор Зеленой, Кончик, Бол. Салан. При этом массивы, расположенные в докембрийских толщах, как правило, сложены породами слабо серпентинизированными. В случае же их размещения среди рифей-раннекембрийских отложений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации /Лепезин, 1978/, ультраосновные породы представлены существенно серпентинитами. Более того, если в первом случае в составе гипербазитов преобладают оливиниты и дуниты /Велинский, Гора, 1983; Велинский и др., 1983б/, то во втором – серпентиниты апоперидотитового состава. Наряду с этим здесь, как и в других регионах Алтае-Саянской области, в распределении пород намечается определенная закономерность. Она выражается в том, что крупные массивы вдоль разломов, к которым они пространственно приурочены, сопровождаются серией мелких бескорневых линз, сложенных в основном серпентинитами.

По данным предыдущих исследователей и нашим наблюдениям, все тела гипербазитов региона имеют тектонические контакты с отложениями рамы, согласно с ними дислоцированы, интенсивно раздроблены и представляют собой не интрузивные, а протрузивные образования. Об этом же однозначно свидетельствуют находки в районе Среднетерсинского массива и массива гор Зеленой и Северной обломков хромшпиделей во вмещающих эти массивы карбонатных отложениях, входящих в состав докембрийских вулканогенно-терригенных серий /Коновалова, Прусевич, 1977; Велинский, Гора, 1983; Велинский и др., 1983б/.

Тела гипербазитов повсеместно ассоциируют с габброидами, интрузии которых рвут и метаморфизуют как гипербазитовые массивы, так и отложения вмещающих их толщ. В районе гор Зеленой и Белой возраст габбро соответственно составляет  $589 \pm 35$  и  $841 \pm 5$  млн. лет (данные Ю.Н. Лебедева, ИГиГ), что отвечает венду – нижнему кембрию. Следует отметить, что габброиды интенсивно рассланцованы, обладают полюсчатой текстурой и интенсивно амфиболизированы вплоть до образования амфиболитов и горнблендитов.

Наряду с указанным, в этих же интрузиях определен возраст в  $420 \pm 10$  /Гончаренко, 1976/,  $428 \pm 5$  и  $450 \pm 10$  млн. лет (данные Ю.Н. Лебедева, ИГиГ), отвечающий силуру. Такой разрыв во времени, видимо, связан с метаморфизмом габброидов под воздействием гранитных интрузий, которые прорывают как гипербазиты, так и габбро. Абсолютный возраст гранитоидов в районе горы Зеленой колеблется от 257 до 350 млн. лет (данные Ю.Н. Лебедева, ИГиГ), характеризуя интервал от верхнего девона до нижней перми. По этим датировкам описываемые гранитоиды отчетливо параллелизуются с брянским комплексом Тувы, подчеркивая сходство в развитии этих регионов и, в частности, той истории, которую претерпели гипербазиты с момента своего становления. Последнее хорошо подтверждается и вещественным составом гипербазитов горы Зеленой. Как и в сангиленских массивах, здесь породы представлены в основном оливинитами с примесью ромбического пироксена и в меньшей мере дунитами, которые среди первых образуют небольшие участки в виде пятен неправильной формы. Для пород характерны оталькование, которое может быть как равномерным по региону, так и локальным – в форме жил и линз, слабая серпентинизация и почти полное от-

сутствие в массиве гарцбургитов. Серпентинизация проявлена только в периферических его частях и вдоль зон тектонических нарушений, а также вдоль контактов прорывающих тело даек гранитоидов.

Петрографическое описание пород будет дано ниже, пока же отметим, что как на территории Тувы и Горного Алтая, так и в описываемом массиве породы характеризуются многообразием текстурно-структурных особенностей и обилием морфологических типов слагающих их оливинов /Велинский и др., 1983б/, среди которых наиболее развиты разноразмерные зерна с неправильной, подчас очень прихотливой, формой.

Сходное геологическое положение имеют и гипербазиты Среднетерсинского массива, расположенного к югу от массива горы Зеленой. Они также находятся среди метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации докембрийских толщ (теректинская и конжинская свиты), однако интенсивнее серпентинизированы и сложены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами /Велинский, Гора, 1983/. В этой связи следует подчеркнуть, что в указанном районе и в гораздо больших масштабах проявлен палеозойский магматизм, представленный интрузиями габбро, гранитов и диоритов, рвушими и метаморфизующими гипербазиты. Наряду с серпентинитами в приподнятых тектонических блоках в массиве обнажаются участки ("ядра"), сложенные слабо серпентинизированными оливинитами и дунитами, в которых повсеместно присутствуют в небольших количествах ромбический или моноклинный пироксен либо оба минерала одновременно. При этом если клинопироксенизация пород обнаруживает определенную связь с воздействием на гипербазиты габбровой интрузии (горы Медвежья и Чемодан), то происхождение ромбического пироксена остается в значительной мере неясным. В то же время отмечено, что появление его тесно связано с наличием в породах талька.

В центральной части массива, в бассейне руч. Станового, оливиниты эродированы на глубину 700 м. Здесь же в долине ручья пройдена скважина глубиной 700 м. В результате на этом участке вскрытыми оказываются 1400 м разреза массива /Велинский и др., 1985/. Установлено, что на всю глубину массив сложен монотонными по составу оливинитами, в которых химизм оливина практически не меняется, и железистость минерала не выходит за пределы 8-10% содержания фаялитового компонента. Оливины также имеют самую разнообразную неправильных очертаний форму, и породы нередко обладают бластопорфировой структурой.

Возраст гипербазитов и в этом районе однозначно определяется как докембрийский. Доказательством тому являются возраст прорывающих их габброидов горы Медвежьей (586 млн. лет /Ивонин, 1969/) и обнаруженные нами в известняках рифея - нижнего кембрия на контакте с массивом гипербазитов (бассейн руч. Станового) обломки хромшпинелидов.

Массивы гор Кончик и Бол. Салан располагаются среди докембрийских отложений, в составе которых широко представлены амфиболиты и кристаллические сланцы. Массивы сложены существенно оливинитами, часто очень свежими (гора Кончик). Повсеместно породы амфиболитизированы (антофиллит, тремолит) и оталькованы. Наиболее поздним и распространённым вторичным процессом, испытанным породами, является серпентинизация, представленная в основном хризотил-антигоритовым парагенезисом. Она охватывает в той или иной степени весь комплекс пород и сопровождается образованием собственно серпентинитов, среди которых в массиве горы Кончик преобладают аподунитовые разновидности, а в массиве горы Бол. Салан - апоперидотитовые. В последнем также широко проявлены процессы пироксенизации, обнаруживающие связь с интрузией габброидов.

По вещественному составу эти объекты схожи с гипербазитами, слагаю-

Таблица 1

Средневзвешенный химический состав гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области, вес. %

Компонент	Тува (n=120)				Горный Алтай (n=38)		Кузнецкий Алатау (n=534)	
	Байкалиды (n=61)		Салаириды (n=59)					
	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	40,24	1,60	38,42	2,26	40,34	1,85	40,34	2,36
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	0,54	0,71	0,51	1,02	0,48	1,09	0,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,89	1,41	5,13	1,59	4,66	1,61	4,19	1,67
FeO	5,14	1,19	2,62	1,21	3,24	1,10	3,83	1,26
MnO	0,10	0,02	0,10	0,08	0,09	0,03	0,10	0,06
MgO	43,94	2,94	39,46	2,59	37,76	1,98	39,53	2,93
CaO	0,44	0,78	0,57	1,05	0,64	0,97	0,39	0,74
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,10	0,12	0,13	0,12	0,05	0,08
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,03	0,02	0,06	0,05	0,02	0,03
П.п.п.	5,67	2,33	12,22	2,21	11,59	1,57	9,20	2,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,01	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03

#### Нормативный состав

Оливин	73,8	57,3	47,1	54,7
Ромбический пироксен	19,0	30,5	41,0	35,3
Моноклинный пироксен	1,7	2,6	2,6	1,7
Магнетит	4,4	8,6	7,6	6,7

Примечание. Нормативный состав рассчитан по системе CIPW при переводе анализов на сухой остаток.

шими Чаган-Узунский массив, что подтверждается и особенностями химизма сравниваемых пород по регионам /Велинский, Гора, 1984/ (табл. 1). При сравнении данных пересчета с микроскопическими исследованиями устанавливается, что количество нормативного ромбического пироксена всегда заметно завьшено по сравнению с модальными составами. Это связано главным образом с недостатками пересчета самого метода, не учитывающего перераспределения MgO и SiO<sub>2</sub>, которое происходит при серпентинизации пород. Однако, поскольку расчеты проводятся во всех случаях для серпентинизированных разностей, полученные результаты как относительные величины могут быть сравнимы. Принимая это во внимание, еще раз подчеркнем, что реальные составы пород отвечают либо дунитам с содержанием ортопироксена не более 3%, либо гарцбургитам, обогащенным оливином, в которых количество энстатита не превышает 10-15%.

Рассмотренные нами гипербазитовые массивы наиболее полно изучены

с точки зрения исследованных в них оливинов. При этом они представляют собой типоморфные объекты для всей Алтае-Саянской складчатой области, поэтому данные, полученные по ним, могут быть экстраполированы на другие гипербазитовые тела региона.

Из приведенного краткого геолого-петрографического обзора следуют два принципиально новых, документированных статистическим фактическим материалом выводы.

1. Гипербазиты Алтае-Саянской области имеют не раннепалеозойский (раннекембрийский), а докембрийский возраст.

2. Состав пород гипербазитовых массивов на современном эрозионном срезе коррелируется с метаморфизмом вмещающих их отложений. В целом в докембрийских толщах, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, гипербазиты слабо серпентинизированы и представлены в основном свежими разновидностями оливинитов и дунитов, а в рифей-нижнекембрийских структурах, где осадки метаморфизованы в зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фациях, — существенно апогарцбургитовыми серпентинитами.

Значение этих выводов для понимания генезиса гипербазитов в современной структуре области будет обсуждаться ниже, сейчас же остановимся на петрографической характеристике пород.

Петрографическое описание пород. Как следует из предыдущего раздела, в составе гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области преобладают существенно оливиновые породы, представленные оливинитами и дунитами, и апоперидотитовые (апогарцбургитовые) серпентиниты. Собственно гарцбургиты распространены незначительно и слагают небольшие участки. Это обогащенные оливином разновидности пород, имеющие постепенные переходы с энстатитсодержащими дунитами. Еще реже встречаются лерцолиты и верлиты. Верлиты тесно связаны с выходами габброидов и имеют метасоматическую природу, обусловленную процессами клинопироксенизации серпентинитов, расположенных в экзоконтактовой зоне основных интрузий. Лерцолиты в весьма ограниченных количествах присутствуют лишь в отдельных массивах, где имеют постепенные переходы с гарцбургитами и являются связующим звеном между ними и вебстеритами /Пинус, Колесник, 1966/. Последнее обстоятельство представляется важным, так как метасоматическое происхождение жильных пироксенитов в массивах гипербазитов доказано. В силу этого не исключено, что лерцолитовый парагенезис в регионе связан с проявлением наложенных процессов и в первую очередь с клинопироксенизацией обогащенных оливином гарцбургитов. Подтверждением тому могут служить, во-первых, ксеноморфный по отношению к оливину и энстатиту габитус клинопироксена, а во-вторых, в большинстве случаев его исключительная свежесть. К этому следует добавить, что в составе обеих разновидностей пироксенов отмечается глинозем в шестерной координации /Велинский и др., 1980а/, свидетельствующий о метаморфогенном характере минерала /Hess, 1952/. Детально этот вопрос нами рассмотрен на примере гипербазитов Северо-Востока СССР /Пинус и др., 1973; Велинский, 1979/.

Оливин является основным компонентом всех перечисленных разновидностей гипербазитов, определяющим как минералогический и химический состав пород, так и их структурно-текстурные особенности. По характеру выделения минерала в породах можно отчетливо наметить следующие морфологические разновидности оливинов.

1. Субизометричные зерна оливина размером иногда до 2–3 мм (обычно 0,5–1,0 мм), разделенные тонкими петлями лизардита I генерации (петельчатая аллотриоморфно-зернистая структура) (см. Приложение 2, фото 1, а, б).

2. Бесформенные разных размеров (от долей до 1 мм) трещиноватые

зерна оливина, слагающие совместно с серпентином породы с решетчато-петельчатой микроструктурой (см. Приложение 2, фото 2). Петли серпентина сложены лизардитовым офитом и (или) жильным антигоритом. Серпентин развивается как по межзерновым границам, так и по системе ориентированных трещин в зернах оливина.

3. Удлиненно-призматические кристаллы оливинов длиной нередко до 0,5–1,0 см и более. Удлинение совпадает с кристаллографическим направлением по  $\{001\}$  (см. Приложение 2, фото 3, а, б).

4. Сливные агрегаты крупных (до 2–3 мм) бесформенных, часто "лапчатых" зерен оливина, граница между которыми определяется только в скрещенных николях по разному погасанию индивидов; нередко наблюдаются двойники скольжения (см. Приложение 2, фото 4, а, б).

5. Сочетание крупных неправильной формы выделений оливина с мелкозернистым гранулированным агрегатом (порфиroidная структура) (см. Приложение 2, фото 5, а, б).

6. Параллельно ориентированные овальной и чечевицеобразной формы зерна оливина, образующие сплошную массу с характерной мостовидной структурой (см. Приложение 2, фото 6).

7. Крупные изометричные зерна оливина с отчетливой "спайностью" по трем направлениям: совершенной по (010), хорошей по (100) и ясной по (001); по спайности развивается антигорит (см. Приложение 2, фото 7).

8. Зерна оливина удлиненной формы, часто деформированные и образующие изогнутые "слои", пространство между которыми выполнено листоватым или игольчатым антигоритом (см. Приложение 2, фото 8). Породы с подобной структурой в литературе известны как штабахиты.

По геологическим данным установлено, что 1-й тип оливина характерен в основном для дунитов, а все остальные – для оливинитов и перидотитов, хотя в последних встречаются и оливины 1-го типа. Классификация пород на дуниты и оливиниты производится по составу входящих в них аксессуарных минералов: магнетита – в оливинитах, а хромшкитита – в дунитах. Необходимо подчеркнуть, что в оливинитах магнетит почти всегда является вторичным минералом, образуемым по хромовой шпинели. В перидотитах, в случае, если оливины представлены 2–7-м типами, хромшпинель также интенсивно замещается магнетитом, нередко образуя полные по ним псевдоморфозы. При этом как в оливинитах, так и перидотитах очень часто наблюдается дезинтеграция крупных зерен хромшпинели, замещенной магнетитом (см. Приложение 2, фото 9). Такая картина типична, например, для докембрийских гипербазитов Балканского полуострова /Желязкова–Панайотова, 1964/.

Отмеченные микроструктурные типы оливинов в породах массивов гипербазитов тесно переплетаются между собой, и выделить участки преимущественного развития отдельных морфологических разновидностей часто не представляется возможным. Однако при тщательном крупномасштабном картировании это удается сделать. В частности, в массиве горы Зеленой нами установлено, что породы, содержащие ту или иную разновидность оливина, занимают совершенно определенное геологическое положение.

Так, серпентинизированные дуниты с петельчатой микроструктурой встречаются в массиве только в виде мелких реликтовых обособлений во внутренних частях массива на удалении от контактов с другими интрузивными телами и зон разломов. Близкие к ним по облику оливиниты, но с петельчато-решетчатой микроструктурой встречаются главным образом вблизи контактов с дайками и в зонах тектонических нарушений. Породы с оливинами 2–5-го типов наиболее развиты в массиве и довольно равномерно распределены по площади. Оливиниты с мостовидной микроструктурой встречены только в контак-

тах с прорывающими гипербазиты интрузиями плагиогранитов, а штубахиты – в эндоконтактной зоне массива.

В Среднетерсинском массиве штубахиты и породы, в которых оливины имеют ярко выраженную спайность, также приурочены к контактовым частям массива, что зафиксировано и на глубине 500 м в керне скважины /Велинский и др., 1985/. По данным петроструктурного анализа /Офиолитовая ассоциация..., 1982/, образование штубахитов связано с проявлением процессов динамометаморфизма, обусловленных внедрением в гипербазиты мощной интрузии габброидов гор Медвежья и Чемодан.

Описанные микроструктуры широко наблюдаются в ультраосновных породах и других массивов Алтае–Саянской области. Типичны они также для гипербазитовых массивов Урала /Москалева, 1974; Золоев и др., 1983/, Балканского полуострова /Желязкова–Панайотова, 1964/ и других регионов, причем развитие подобных микроструктур характерно для пород тех массивов, которые расположены в древних сооружениях. Как было показано на примере Северо–Востока СССР /Пинус и др., 1973; Велинский, 1979/, в гипербазитовых массивах мезозойской складчатой области породы в основном имеют близкую к изометричной петельчатую микроструктуру (1-й тип), а все остальные разновидности оливинов отмечаются в породах либо в контактах с интрузиями габброидов, либо в тектонических зонах. Именно там отчетливо наблюдается, что оливины 2-го, 7-го типов образуются за счет процессов оливинизации, развивающихся по базису с петельчатой микроструктурой. В Алтае–Саянской же области картина обратная и, как уже подчеркивалось выше, породы с оливинами 1-го типа встречаются лишь в виде реликтов среди разновидностей с ярко выраженным ксеноморфизмом оливина, т.е. в данном случае современный облик пород обусловлен главным образом далеко зашедшими процессами оливинизации.

Состав оливинов, по данным микроскопических исследований, колеблется от 2–10% фаялитовой составляющей (Fa) в оливинитах, дунитах и гарбургитах, до 10–15% – в верлитах. Эти цифры в целом подтверждаются данными химического анализа отдельных зерен минерала, хотя в деталях есть определенные различия, на чем подробнее остановимся ниже. В данном случае необходимо подчеркнуть, что измерения состава оливинов традиционными петрографическими методами в целом дают объективную картину. В результате таких исследований установлено, что состав оливинов для одного типа породы нередко остается постоянным на всю наблюдаемую мощность разреза массивов. Примером тому могут служить данные по трем скважинам в Среднетерсинском массиве /Велинский и др., 1985/.

Скважины пройдены с целью поисков хромитовых залежей на глубину 500 (скв. 2, 3) и 700 м (скв. 1). Расположены они в долине руч. Станового на расстоянии 250 м друг от друга, направление субширотное.

По скв. 1 (рис. 1) состав пород сверху вниз следующий.

Интервал 0 – 30,5 м. От поверхности до 6 м вскрыты темно-зеленые хлоритизированные антигоритовые серпентиниты с реликтами оливина и отдельными зернами рудного хромита. Далее подсечена залежь сплошных хромитовых руд мощностью 2 м, сложенная магнетит–хромитовым агрегатом, с хлорит–серпентиновым мезостазисом. На участке 8 – 30,5 м – густо вкрапленные хромитовые руды в зеленых слабо серпентинизированных оливинитах, рассеченных тонкими прожилками офита и жилками карбонат–магнетит–бруситового состава.

Интервал 30,5–218,0 м представлен чередованием тех же оливинитов с антигорит–лизардит–хризотилowymi серпентинитами. Мощные зоны серпентинитов отмечаются на уровнях 46–55 и 186–218 м, в последнем случае со-

став серпентинитов существенно антигоритовый. Зоны серпентинизации приурочены к участкам интенсивного дробления и сопровождаются графитизацией и в меньшей мере карбонатизацией пород. Графитизация отмечается и среди оливинитов, где она имеет тонкопрожилковый характер. На глубине 100 и 180 м встречены дайки темно-серых интенсивно амфиболизированных хлоритизированных порфиroidных габбро-долеритов.

Интервал 218 – 643,0 м. На всем протяжении здесь явно преобладают зеленые слабо серпентинизированные, часто бруситсодержащие оливиниты с участками темно-зеленых дунитов. Последние в разрезе резко подчинены и имеют с оливинитами постепенные переходы. На уровне 248–256 м отмечаются дробление и графитизация пород. В оливинитах часто наблюдается различной интенсивности хромитовое оруденение, которое на отдельных интервалах ствола скважины образует зоны повышенной концентрации  $Cr_2O_3$  (см. рис. 1).

Интервал 643–671,0 м сложен существенно темно-зелеными крупночешуйчатыми антигоритовыми серпентинитами с реликтовым оливином, обладающим отчетливой спайностью.

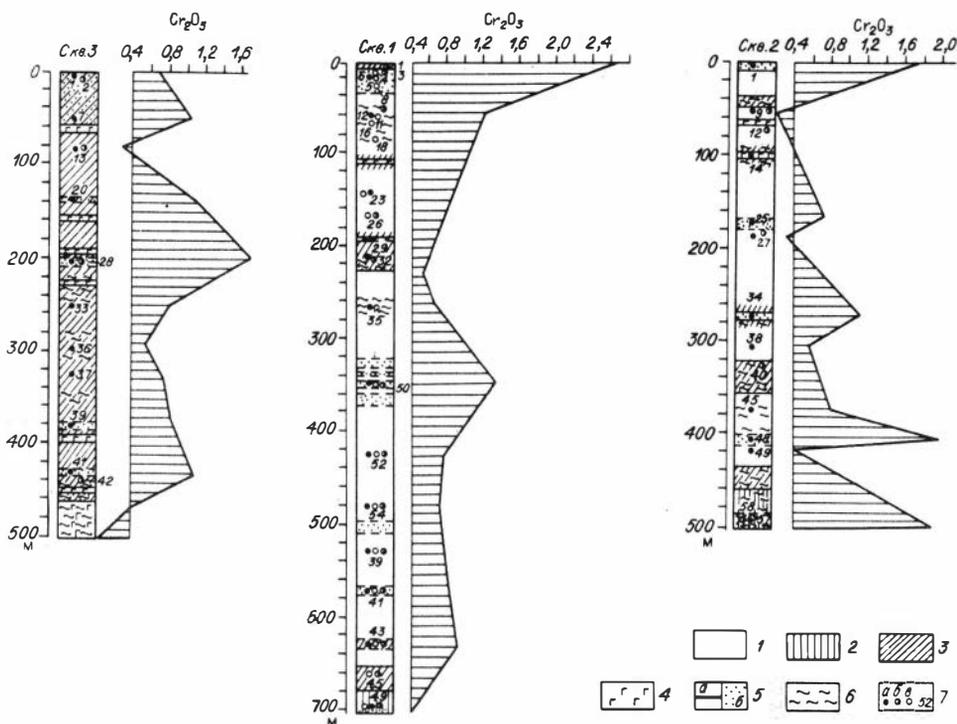


Рис. 1. Схема петрографического разреза по скв. 1–3. Справа от колонок показаны вариации содержаний в породах  $Cr_2O_3$ , вес. %.

1 – дуниты и оливиниты; 2 – штубахиты (оливин-антигоритовые породы); 3 – серпентиниты и сильно серпентинизированные дуниты и оливиниты; 4 – габброиды; 5 – хромитовые руды: а – сплошные, б – вкрапленные; 6 – графитизация; 7 – места отбора проб и их номера: а – химические анализы пород, б – химические анализы оливина (микросонд), в – исследование оливина методом ЭПР.

Интервал 671–702,0 м представлен темно- и серо-зелеными в различной степени серпентинизированными штурбахитами.

В скв. 2 и 3 (см. рис. 1) вскрыт тот же набор пород, но в скв. 2 степень их серпентинизации значительно меньше, а в скв. 3 – больше по сравнению с породами скв. 1. При этом в скв. 3 несравненно больше даек габброидов и на забое ее подсечено крупное тело тех же основных пород.

По всем скважинам равномерно через 10–12 м были отобраны образцы, из которых целенаправленно изучались оливины. Как показали петрографические исследования, состав минерала довольно постоянный: 7–10% фаялита. Эти данные через 50–70 м были заверены химическими анализами и подтвердили постоянство железистости оливинов на всю вскрытую глубину массива (гл. III). Исключение составляют оливины из горизонтов, содержащих сплошные хромитовые руды (скв. 1), где они представлены магнезиальными разновидностями.

В районе скважин, как указывалось выше, массив дополнительно вскрыт эрозией еще на 700 м, и состав оливинов на этом срезе также определяется в пределах 7–10% (Fa). Удалось проследить, что по разрезу массива на 1400 м оливины по составу практически не изменяются. Подобные наблюдения проведены по серии массивов в Аппалачах, что с учетом геологической обстановки дало основание их исследователям прийти к логически обоснованному выводу о метаморфогенной природе оливина в породах. Образование же самого минерала авторами связывается с дегидратацией серпентина, происходящей под воздействием испытанного гипербазитами регионального метаморфизма [Carpenter, Phyfer, 1975].

Таким образом, петрографические наблюдения позволили установить характерные черты исследованных пород: 1) разнообразие морфоструктур главного породообразующего их минерала – оливина, 2) явно выраженный резкий ксеноморфизм зерен оливина и 3) узкие колебания состава оливина как для пород внутри одного массива, так и в разных массивах.

## Глава III

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЛИВИНОВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Главным показателем состава оливинов, на основе которого производится классификация и с помощью которого возможен сравнительный их анализ, как показано выше, является содержание в минерале фаялитового компонента. Оно определяется отношением молекулярных количеств окиси железа к окиси магния и служит основным индикатором вариаций химизма оливинов

$$(f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}}).$$

Для выяснения закономерностей состава оливинов в гипербазитах массивов Алтае–Саянской складчатой области выполнен 121 микрозондовый анализ. (Изучение проводилось в ИГиГ СО АН СССР на приборах IXA–5A и Camebax.) В этих же целях далее проведен сравнительный анализ оливинов из ультраосновных пород различных регионов и разных формационных типов, сведения по которым заимствованы из литературных источников. (Данные по химическому составу оливинов приведены в Приложении 1. Статисти-

ческая обработка материалов производилась в ВЦ Института геологии и геофизики на ЭВМ М-220. Анализировались только оливины из дунитов, оливинитов и перидотитов.)

Как показал статистический анализ химизма оливинов из различных типов ультраосновных пород Алтае-Саянской складчатой области, оливины из оливинитов, дунитов и гарцбургитов в массивах, где эти разновидности пород встречаются совместно (Тарлашкинская группа массивов, Чаган-Узун и гора Кончик), практически не различаются (табл. 2, 3). Поэтому ниже рассмотрим особенности химического состава минерала по породам в целом для отдельных массивов (табл. 4-9) и для всего региона (табл. 10).

По составу оливины отвечают форстериту и характеризуются стабильными содержаниями MgO и SiO<sub>2</sub> (коэффициент вариации V соответственно колеблется от 0,77 до 2,84 для MgO и от 0,44 до 1,89 для SiO<sub>2</sub>), изменчивыми концентрациями FeO (V=3,83-27,87) и очень неравномерным распределением примесных элементов: MnO (V=25,0-100,0), NiO (V=8,33-46,94) и CaO (V = 50-100,0).

Эти особенности позволяют выделить три группы форстерита с различной железистостью. Первая группа с содержанием FeO 8,52±0,66% (Среднетерсинский, Чаган-Узунский, Сольджерский массивы и Тарлашкинская группа, вторая - с содержанием 7,08±1,02% (Агардагский массив) и третья - 6,20±1,5% (массив гор Зеленой и Кончик). Различия между первой - второй и первой - третьей группами значимые с 99%-ным порогом вероятности (по t-критерию Стьюдента), а между второй и третьей - незначимые. Одновременно выделяемые группы различаются также степенью устойчивости состава

Таблица 2

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из оливинитов и дунитов (n=26)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,10	7,89	0,18	50,56	0,34	0,00	8,04
$\sigma$	0,35	1,18	0,18	0,66	0,14	0,01	1,20
V	0,85	15,01	100,0	1,31	42,24	198,15	14,87
$r_{05}=0,39; r_{01}=0,50$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-	-0,46	-	-	-	-
	FeO	1,00	-0,67	-0,83	-	-	1,00
		MnO	1,00	0,40	-	-	-0,66
			MgO	1,00	-	-	-0,86
				NiO	1,00	-	-
					CaO	1,00	-
						f	1,00

Примечание. 1. Здесь и в табл. 3-10 приведены только значимые коэффициенты  $r_{\alpha}$ ;  $\bar{X}$  - среднее значение, n - число анализов,  $\sigma$  - среднее квадратичное отклонение, V - коэффициент вариации. 2. В табл. 2, 3 использованы анализы из гипербазитовых массивов Тарлашкинской группы, Чаган-Узунского и горы Кончик (см. Приложение 1, табл. I).

Таблица 3

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гарцбургитов (n=10)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	40,94	7,77	0,19	50,29	0,38	0,00	7,98
$\sigma$	0,35	1,25	0,13	0,73	0,12	-	1,25
V	0,86	16,06	70,04	1,46	31,19	-	15,63
$r_{05}=0,63; r_{01}=0,77$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-	-0,78	-	-0,72	-	-
	FeO	1,00	-	-0,73	-	-	1,00
	MnO		1,00	-	0,86	-	-
	MgO			1,00	-	-	-0,77
	NiO				1,00	-	-
	CaO					1,00	-
	f						1,00

Таблица 4

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов Среднетерсинского массива (n=55)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,12	8,88	0,09	49,83	0,28	0,02	9,05
$\sigma$	0,65	1,18	0,06	1,23	0,08	0,02	1,24
V	1,58	13,28	66,67	2,47	28,57	100	13,70
$r_{05}=0,277; r_{01}=0,364$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,31	-	-	-	-	-
	FeO	1,00	0,31	-0,86	-	-	1,00
	MnO		1,00	-0,44	-	-	0,34
	MgO			1,00	-	-	-0,90
	NiO				1,00	-	-
	CaO					1,00	-
	f						1,00

оливинов, что фиксируется величиной коэффициента вариации для FeO. В частности, в массивах гор Зеленой и Кончик, где наиболее широко развиты метасоматические оливиниты, оливины характеризуются значительно большей вариабельностью FeO нежели в других массивах. Наряду с этим оливины из пород разных массивов по содержанию примесных элементов несут также черты региональных особенностей. Так, в оливинах Чаган-Узунского массива и горы Кончик отмечаются повышенные содержания MnO и NiO, а в оливинах из массива горы Зеленой количество MnO резко понижено. В этом отношении показателен массив горы Кончик, где концентрации MnO и NiO в оливинах наиболее высокие и достигают в отдельных случаях почти 1 вес.% (см. Приложение 1, табл. I), что дает основание в составе минерала выделять кнебелитовый компонент. Последнее хорошо согласуется с высоким ме-

Таблица 5

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов Чаган-Узунского массива (n=10)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,22	8,61	0,17	50,09	0,36	0	8,79
$\sigma$	0,18	0,33	0,05	0,42	0,03	0	0,34
V	0,44	3,83	29,41	0,84	8,33	0	3,87
$r_{05}=0,632; r_{01}=0,765$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-	-	-	-	-	-
	FeO	1,00	-	-0,63	-	-	0,99
		MnO	1,00	-	-	-	-
			MgO	1,00	-	-	-0,74
				NiO	1,00	-	-
					CaO	1,00	-
						f	1,00

Таблица 6

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов Тарлашкинского массива (n=18)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,17	8,21	0,08	50,53	0,28	0	8,35
$\sigma$	0,27	0,47	0,02	0,39	0,04	0	0,49
V	0,66	5,72	25	0,77	14,28	0	5,87
$r_{05}=0,468; r_{01}=0,590$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,49	-	-	-	-	-0,48
	FeO	1,00	0,66	-0,90	-	-	1,00
		MnO	1,00	-	-	-	0,65
			MgO	1,00	-	-	-0,92
				NiO	1,00	-	-
					CaO	1,00	-
						f	1,00

таморфизмом отложений, вмещающих этот массив, и указывает на то, что образование пород массива также тесно связано с вторичными процессами, поскольку в непосредственной близости от массива широко проявлена марганцевая минерализация гидротермального генезиса. MnO коррелируется с содержащимися в оливине SiO<sub>2</sub>, FeO (отрицательная связь) и NiO (положительная связь).

Другой региональной особенностью оливинов является наличие в их составе кальция. Количество его исчезающе мало, распределение очень неравномерное, и фиксируется он лишь в Среднетерсинском, горы Зеленой и Агардагском массивах. В качестве примера в табл. 11 приведены результаты микрозондирования оливинов из пород массива горы Зеленой. CaO не коррелирует-

Таблица 7

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов Агардагского массива (n=10).

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,27	7,08	0,12	51,52	0,27	0,02	7,15
$\sigma$	0,78	1,02	0,10	0,79	0,04	0,01	1,02
V	1,89	14,41	83,33	1,53	14,81	50	14,26
$r_{05} = 0,632; r_{01} = 0,765$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,64	-	-	-	-	-
	FeO	1,00	-0,85	-	0,93	-	1,00
		MnO	1,00	-	-0,94	-	-0,83
			MgO	1,00	-	-	-
				NiO	1,00	-	0,93
					CaO	1,00	-
						f	1,00

Таблица 8

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов массива горы Зеленой (n=20)

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,65	6,28	0,04	51,73	0,28	0	6,4
$\sigma$	0,51	1,75	0,04	1,47	0,10	0	1,82
V	1,22	27,87	100	2,84	35,71	0	28,44
$r_{05} = 0,444; r_{01} = 0,561$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,80	-	0,81	-	-	-0,81
	FeO	1,00	-	-0,96	-	-	1,00
		MnO	1,00	-	-	-	-
			MgO	1,00	-	-	-0,97
				NiO	1,00	-	-
					CaO	1,00	-
						f	1,00

ся с основными компонентами минерала, но обнаруживает отрицательную связь с NiO.

Из табл. 11 также видно, что оливины практически не содержат Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, лишь в отдельных зернах его количество достигает сотых долей процента. В то же время Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> всегда присутствует в образующемся по оливину серпентине (0,03–0,08%). Мельчайшие вроски его и хлорита в ряде случаев удается зафиксировать при съемке зерен новообразованного оливина на микрозонде Camebax (см. Приложение 2, фото 10, а, б; 11, а, б).

В целом для оливинов из гипербазитов Алтае-Саянской области повсеместно фиксируются отрицательные корреляционные связи SiO<sub>2</sub> с FeO и f, MgO с FeO и f, FeO с MnO и положительная связь MgO с SiO<sub>2</sub>

Таблица 9

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов массива горы Кончик ( $n=8$ )

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	40,61	6,12	0,40	50,86	0,49	0	6,34
$\sigma$	0,27	1,33	0,24	1,15	0,23	0	1,43
V	0,66	21,73	60	2,26	46,94	0	22,56
$r_{05} = 0,707; r_{01} = 0,834$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,74	-	0,76	-	-	-0,74
	FeO	1,00	-	-0,98	-	-	1,00
	MnO		1,00	-	-	-	-
	MgO			1,00	-	-	-0,99
	NiO				1,00	-	-
	CaO					1,00	-
	f						1,00

Таблица 10

Средний химический состав и матрица коэффициентов парной корреляции окислов в оливинах из гипербазитов Алтае-Саянской области ( $n=121$ )

Статистический параметр	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	f
$\bar{X}$	41,28	8,02	0,12	50,75	0,31	0,01	7,7
$\sigma$	0,58	1,61	0,14	1,32	0,12	0,01	1,65
V	1,4	20,1	116,7	2,6	38,71	100	21,43
$r_{05} = 0,175; r_{01} = 0,230$							
SiO <sub>2</sub>	1,00	-0,36	-0,29	0,26	-	-	-0,35
	FeO	1,00	-0,18	-0,88	-	-	1,00
	MnO		1,00	-	0,23	-	-
	MgO			1,00	-	-	-0,91
	NiO				1,00	-0,29	-
	CaO					1,00	-
	f						1,00

(см. табл. 10). Эти взаимоотношения отражают характер изоморфизма элементов в форстерите и подчеркивают известные особенности его химизма.

В связи с отмеченным следует обратить внимание на то, что содержание NiO не коррелируется ни с FeO, ни с MgO. Как известно, вхождение в структуру оливина никеля обычно связывают с изоморфизмом его с этими катионами. В то же время нами было показано [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979], что во вторичных оливинах, как правило, содержание NiO по сравнению с первичными разновидностями заметно снижается. Вместе с тем, как следует из анализа химического состава оливинов в массивах Алтае-Саянской области, концентрация NiO в них колеблется в очень широких пределах, достигая максимума в оливинах из гипербазитов массива горы Кончик. Такие вариации в содержаниях NiO связаны с тончайшей вкрапленностью

Таблица 11

Содержание  $Al_2O_3$  и  $CaO$  в оливине и серпентине по данным многократного контрольного микрозондирования (массив горы Зеленой)

№ п/п	№ обр.	Минерал	$Al_2O_3$	$CaO$	$SiO_2$
1	7006	Оливин	0,0	0,01	41,90
2	7006	"	0,0	0,01	41,25
3	7006	"	0,0	0,01	41,85
4	7006	Серпентин	0,08	0,0	43,61
5	7006	"	0,07	0,03	43,28
6	7466	Оливин	0,0	0,01	41,29
7	756	"	0,0	0,0	41,58
8	756	"	0,01	0,0	42,02
9	756	"	0,0	0,0	41,68
10	756	"	0,0	0,01	42,03
11	756	"	0,0	0,0	42,17
12	756	Серпентин	0,03	0,0	44,94

Примечание. 1-3 - разные зерна оливина из оливинита со спайностью; 4, 5 - антигорит из того же образца; 6 - оливин из оталькованного штабахита (среднее из 5 определений); 7-11 - разные зерна оливина из слабо серпентинизированного и оталькованного (вторичного дунита?) оливинита; 12 - антигорит из того же образца. Съемка проводилась на микрозонде Camebax, оператор О.С. Хмельникова.  $SiO_2$  приведено для сравнения с ранее полученными данными на микрозонде IXA-5A (см. Приложение 1, табл. I).

сульфидов, представленных в основном пентландитом (см. Приложение 2, фото 10 а, б; 12).

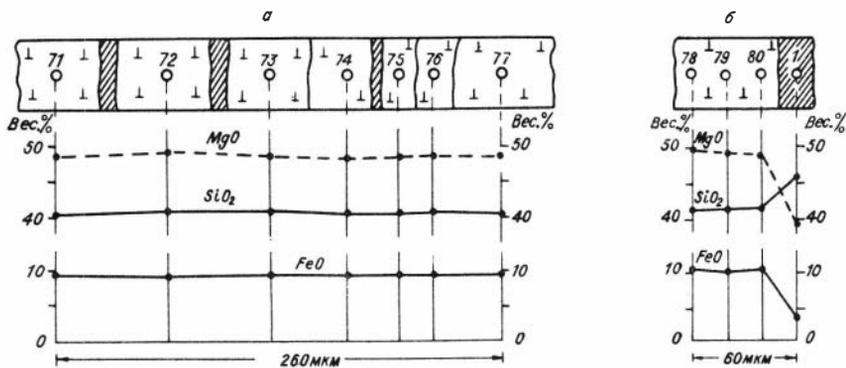
Породы массивов гипербазитов, как известно, всегда подвергнуты процессам серпентинизации, которые проявляются в различных масштабах. На этом фоне наблюдается определенная зональность, которая выражается в том, что наиболее серпентинизированными, вплоть до чистых серпентинитов, являются породы краевых зон массивов. В этой связи возникает вопрос о том, влияет ли гидратация минерала на его состав? Если влияет, то каким образом и насколько интенсивно? Для его решения были проанализированы оливины из пород с различной степенью серпентинизации (табл. 12).

Из таблицы следует, что процесс серпентинизации сопровождается изме-

Таблица 12

Средние значения содержаний ( $\bar{X}$ )  $FeO$  в оливинах из различно измененных пород, вес. %

Порода	Кол-во анализов	$\bar{X}$ ( $FeO$ )
Свежие оливинит и дунит	5	9,4
Слабые серпентинизированные оливинит и дунит	12	8,9
Сильно серпентинизированные оливинит и дунит	12	8,5
Карбонатизированные оливинит и дунит	9	8,6
Оливинит и дунит с бруситом	3	8,5
Штабахит	17	9,6



нением железистости оливина, но проявляется оно в слабой форме и колебания в содержании FeO в оливине при этом не превышают 1,0 вес.% (8,5-9,4). Приведенные цифры свидетельствуют о том, что реакция серпентинизации сопровождается уменьшением железистости минерала-хозяина. Как видно из таблицы, такое же воздействие на состав оливина оказывают карбонатизация и бруситизация.

Природа этого явления пока не совсем ясна, но, по-видимому, оно обусловлено диффузией железа, которая возникает при воздействии на оливин водных растворов и отражает кинетику процесса гидратации. Последний протекает с выносом из системы железа и магнезия и привносом или обогащением ее SiO<sub>2</sub> (рис. 2, 3; см. Приложение 1, табл. 1, табл. 13).

Зональность в составе оливина непосредственно наблюдается при микронзондовом профилировании зерен, где в слабой форме она проявляется в поведении FeO и MgO, что характерно для оливинов с петельчатой и петельчато-решетчатой микроструктурами (рис. 4). Наряду с этим встречаются породы, где зональность оливина выражена очень ярко (рис. 5, зерна 2, 3; см. Приложение 2, фото 13). На рисунках хорошо видно, что со-

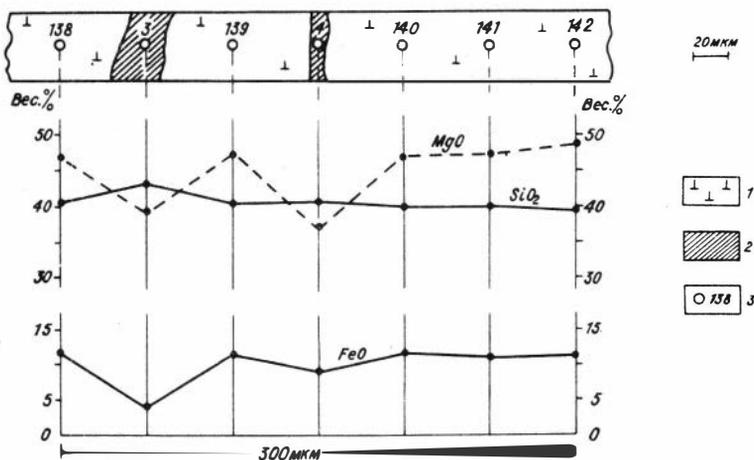
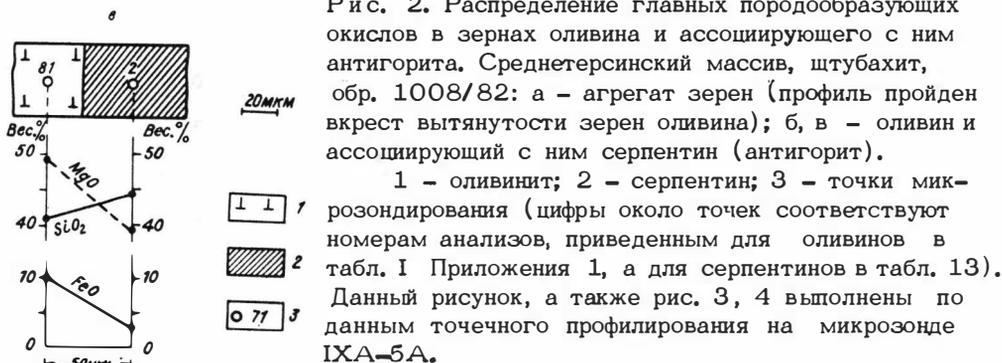


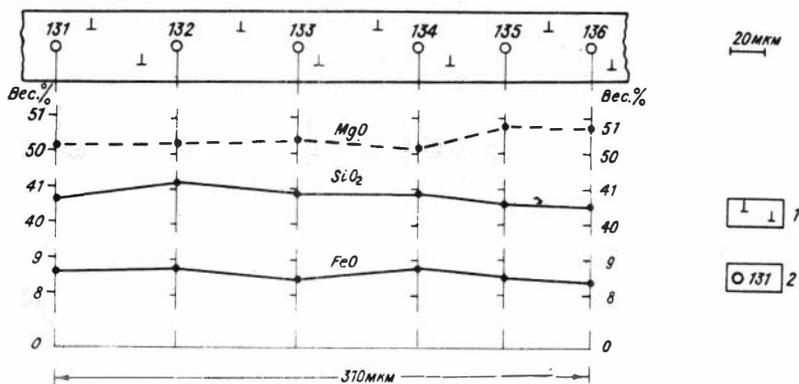
Рис. 3. Распределение главных породообразующих окислов в зерне оливина и образованном по нему серпентине. Среднегерсинский массив, слабо серпентинизированный оливинит, обр. 52/82.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

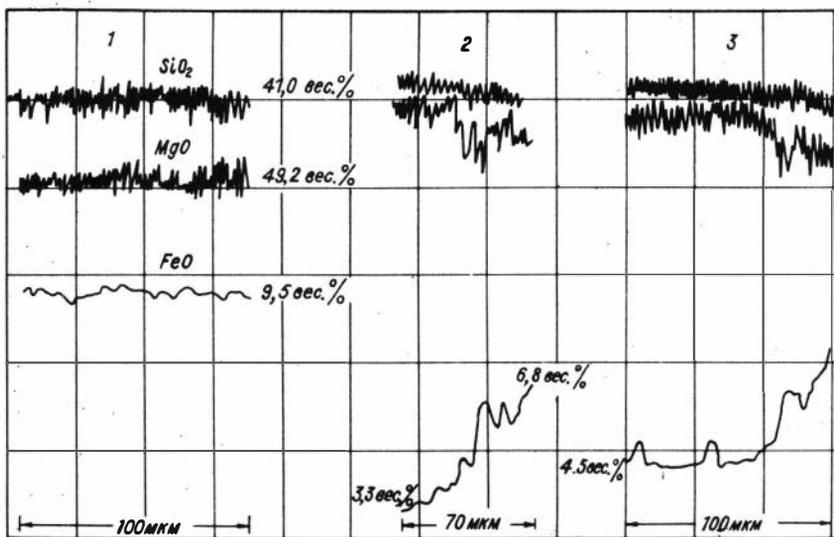


держание FeO в оливинах от центра к краям зерен резко снижается, поэтому каймы их образуются из очень магниального форстерита. Такая картина наблюдается в кристаллах оливина с хорошей и отчетливой спайностью. Однако в большинстве случаев зональность в составе оливинов не проявляется и поведение FeO и MgO остается стабильным по всей площади зерна, что наглядно иллюстрируется рис. 2, 5 (зерно 4) и фото 14 Приложения 2.

Приведенный материал очень важен, поскольку наличие зональности в оливинах из альпийотипных гипербазитов, насколько известно авторам, установлено впервые. Этот факт убедительно, на наш взгляд, указывает на метаморфогенную природу оливина в породах. В случае их кристаллизации из расплава в них имела бы место другая тенденция в зональности: обогащение краев зерен минерала железистым компонентом. Это вытекает из основных положений кристаллизационной дифференциации. Обратная же зональность - закономерное явление в метаморфических процессах, связанное с неравновесностью природного минералообразования. Последнее вызвано тем, что метаморфизм протекает при меняющихся P, T и химических потенциалах всех компонентов, что, в свою очередь, приводит к обменным реакциям между твердой фазой и флюидами и образованию кайм иного состава, нежели состав



Усл. обозн. см. на рис. 2.



зародышей минерала /Лепезин, 1978/. Очевидно, что в этом процессе важная роль принадлежит температуре и времени формирования минерала. Чем температура выше, а время продолжительнее, тем хуже выражена зональность и тем более однородными по составу будут зерна. Следовательно, появление зональности свидетельствует о кратковременности и низкотемпературности процесса минералообразования, а отсутствие зональности указывает на его высокотемпературность и (или) продолжительность прогрева.

Как отмечалось выше, индикатором метаморфического происхождения главного породообразующего минерала гипербазитов может служить и постоянство его состава по разрезу массива. Исследования состава проводились по скважинам на Среднетерсинском массиве. Глубина отбора проб на анализ, химический состав оливинов и величина их железистости для каждого уровня приведены в табл. I Приложения 1 и табл. 14. По данным таблиц устанавливается, что по содержанию FeO оливины в оливинитах и дунитах очень выдержаны. Это особенно четко фиксируется по скв. 1, где железистость минерала колеблется в узком пределе от 9,1 до 10,5 вес.% при средней ее величине  $9,8 \pm 0,4$ . Показательно, что оливины из сильно серпентинизированных пород скв. 3, расположенных вблизи контакта гипербазитов с прорывающей их интрузией габбро, более магнезиальные ( $\bar{X}_{\text{FeO}} = 8,6$ ) по сравнению с оливинами из свежих пород скв. 1 и 2. Это подтверждает данные табл. 12 и служит доказательством тому, что улавливаемые микрозондом показания в изменении железистости минерала в пределах одного зерна не являются следствием погрешности метода анализа (за счет уменьшения толщины зерен вблизи краев), а отражают реально существующий факт.

Таким образом, установленный характер закономерностей в химизме оливинов гипербазитов из массивов Алтае-Саянской складчатой области дает основание рассматривать их как образования метаморфогенные, а не магматические. Для подтверждения высказанного положения мы использовали результаты исследования оливинов методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) /Велинский и др., 1980б, 1981/.

Эти исследования проводили с целью выявления в структуре минерала катиона  $\text{Fe}^{3+}$ , так как он охотно входит в структуру оливинов (монтichel-

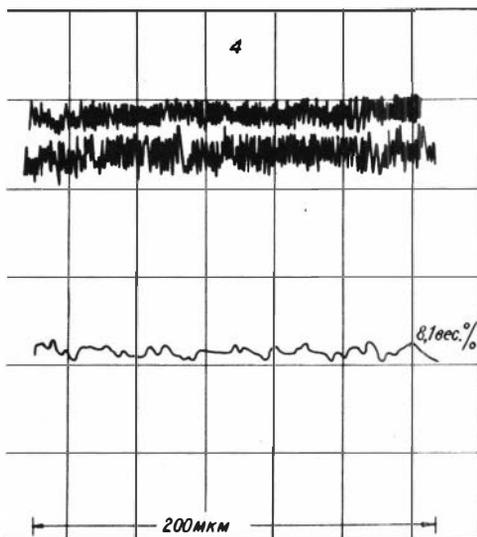


Рис. 5. Распределение главных породообразующих окислов в зернах оливина из различных типов пород массива горы Зеленой – по данным непрерывного профилирования на микрозонде IXA-5A.

1 – эталон Ол. Ч-1; 2 – Ол с хорошо выраженной спайностью из оливинита, обр. 7006; 3 – второе зерно из того же образца; 4 – крупное бесформенное зерно из слабо серпентинизированного оливинита, обр. 205.

литов) скарнов и в ряде случаев фиксируется в форстеритах /Шербакова и др., 1968; Chatelain, Weeks, 1973/. Присутствие катиона  $Fe^{3+}$  в составе оливина гипербазитов является аномалией, поскольку вхождение его в структуру минерала связано с высоким потенциалом кислорода в среде, где происходила кристаллизация. Оливины же форстеритового состава в породах, кристаллизующихся из расплава, образуются при высоком парциальном давлении водорода и углеводородов, т.е. в резко восстановительной обстановке /Кузнецов, 1964; Шуколюков и др., 1981; Золотарев и др., 1981; и др./.

Следовательно, в этих условиях в процессе окислительных реакций железа в трехвалентной форме не может войти в структуру минерала, у которого элементы катионной части ( $Fe^{2+}$  и Mg) связаны между собой прочными ионно-ковалентными связями. Для случая основных лав, в условиях резкого охлаждения расплава, кислорода в системе хватает лишь для формирования акцессорного магнетита, в котором, как известно, лишь часть железа находится в трехвалентном состоянии. Тем более нет условий для окисления железа до  $Fe^{3+}$  в ультраосновных системах. Это обусловлено тем, что в них присутствует хром, у которого сродство к кислороду значительно выше, чем у железа. В результате этого на начальных стадиях эволюции таких расплавов в первую очередь образуются хромшпинели, заимствующие в процессе кристаллизации практически полностью (в восстановительной обстановке) из системы кислород, которого хватает на окисление в аксессуарах лишь небольшой части железа /Есин, Гельд, 1966/.

В результате анализа спектров поглощения ЭПР оливинов из меймечитов и кимберлитов /Велинский и др., 1980б/ подтвердилось предположение, что в структуре оливинов, кристаллизующихся непосредственно из расплавов, отсутствуют катионы  $Fe^{3+}$ .

Для понимания полученных результатов приведем некоторые общие сведения по методу ЭПР. Ионы  $Fe^{3+}$  в спектре ЭПР проявляются в виде линии, определяемой величиной так называемого g-фактора. При концентрации  $Fe^{3+}$  в исследуемом образце более 1% g-фактор проявляется в виде одиночной широкой линии в области 2,0, а при малых содержаниях иона (менее 1%) спектр ЭПР состоит из системы узких линий /Wickman e. a.,

Таблица 13

Химический состав серпентинов из ультраосновных пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау), вес. %

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	45,43	44,64	42,92	40,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	1,18	-	-
FeO <sub>общ.</sub>	2,81	2,70	3,91	9,12
MnO	He обн.	He обн.	0,09	0,09
MgO	39,35	39,17	39,63	37,21
NiO	0,07	0,09	-	-
CaO	He обн.	He обн.	-	-
Na <sub>2</sub> O	"	"	-	-
K <sub>2</sub> O	"	"	-	-
H <sub>2</sub> O	12,86	12,81	12,62	12,40
Σ	101,20	100,59	99,17	99,13
f, мол.%	3,8	3,8	5,2	12,1

Количество ионов в пересчете на 10 катионов

Si	4,23	4,18	4,08	3,90
Al	0,08	0,14	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,22	0,21	0,31	0,74
Mn	-	-	0,01	0,01
Mg	5,47	5,46	5,61	5,36
Ni	0,01	0,01	-	-
(OH)	7,97	7,99	7,98	7,99

Примечание. 1, 2 (обр. 1008/82) – антигорит из штабахита (разные зерна); 3 (52/82) – офитовая жилка из неравномерно-зернистого оливинита с петельчатой микроструктурой; 4 (52/82) – петельчатый лизардит. Вода определялась по стехиометрии. Съемка проводилась на микрозонде IXA-5A, оператор О.С. Хмельникова.

1965; Dowsing, Gibson, 1969; Sherbakova, Istomin, 1975/. Для минералов спектр примесных ионов Fe<sup>3+</sup> часто наблюдается и в виде одиночной линии в области эффективного g-фактора 4, 3. Такой спектр в схеме больших кристаллических полей отвечает случаю изоморфного замещения ионом Fe<sup>3+</sup> ионов Fe<sup>2+</sup> или Mg<sup>2+</sup> /Chatelain, Weeks, 1973/, что хорошо было показано на монтичеллитах из скарнов /Шербакова и др., 1968/.

В минералах ион Fe<sup>3+</sup> как примесь замещения или внедрения входит в структуру весьма неравномерно и в спектре ЭПР устанавливается различными системами линий: широкой – для зон с высокой локальной концентрацией Fe<sup>3+</sup> и узкой – для зон с низкой концентрацией компонента /Леснов и др., 1973/. Наряду с этим широкие линии в области g-фактора 2,0 или суперпозиции нескольких широких линий могут быть обусловлены и ионами

Таблица 14  
Железистость (f) оливинов по скважинам

Скв. 1			Скв. 2			Скв. 3		
№ обр.	Глубина, м	Значение f	№ обр.	Глубина, м	Значение f	№ обр.	Глубина, м	Значение f
501/1	4,0	9,9	502/9	52,1	9,4	503/2	8,8	8,3
501/3	8,5	6,4	502/12	77,4	9,7	503/13	84,7	7,9
501/4	10,0	6,4	502/27	179,5	10,1	503/28	199,2	9,4
501/11	42,7	9,1	502/40	328,8	8,7	503/42	438,2	7,8
501/26	166,0	9,6	502/58	497,9	10,4			
501/32	214,0	10,2						
501/50	340,0	9,2						
501/52	414,0	9,1						
501/54	473,0	9,7						
501/39	519,0	9,7						
501/41	563,0	10,0						
501/43	620,0	9,5						
501/45	664,0	9,1						
501/49	699,0	10,5						
Среднее...		9,8	Среднее...		9,6	Среднее...		8,6

Примечание. Среднее дано без учета анализов 501/3 и 501/4, характеризующих оливины из рудной залежи.

$Fe^{3+}$ , входящими в состав механических включений. Кроме того, установлено, что если  $g$ -факторы 4,3; 3,3; 3,6 обусловлены вхождением иона  $Fe^{3+}$  в решетку минерала и отвечают ромбическим его комплексам, то линии поглощения с  $g$ -эффективными факторами, равными 2; 2,2; 2,6 и 3,1, отражают степень структурного упорядочения магнитных фаз в решетке оливины, которые тяготеют к микродефектам в структурах кристаллов /Chate-lain, Weeks, 1973/. Подытоживая сказанное, отметим важный момент.

Если ион  $Fe^{3+}$  отсутствует в минерале, то и на спектрах ЭПР отсутствуют какие-либо линии поглощения. Если же он присутствует, то спектр ЭПР приобретает сложную конфигурацию, при этом линии поглощения отражают характер и форму вхождения иона в решетку минерала.

С учетом сказанного мы проанализировали образцы оливинов из меймечитов и кимберлитов (Сибирская платформа), а для сравнения – оливины из пород Тарлашкинской группы массивов и оливинитов из массивов Маймеча-Котуйской провинции (север Сибирской платформы). Для определения чистоты исследуемого материала все образцы были подвергнуты фазовому рентген-анализу и ИК-спектроскопии. Они показали присутствие в большинстве оливинов мельчайших механических включений (невидимых под микроскопом), главным образом серпентина и в отдельных случаях хлорита, амфиболов и пироксенов. Все эти включения отсутствуют в оливинах из интенсивно серпентинизированных меймечитов и кимберлитов, где минерал практически однородный.

В результате проведенных исследований установлено, что по типу спект-

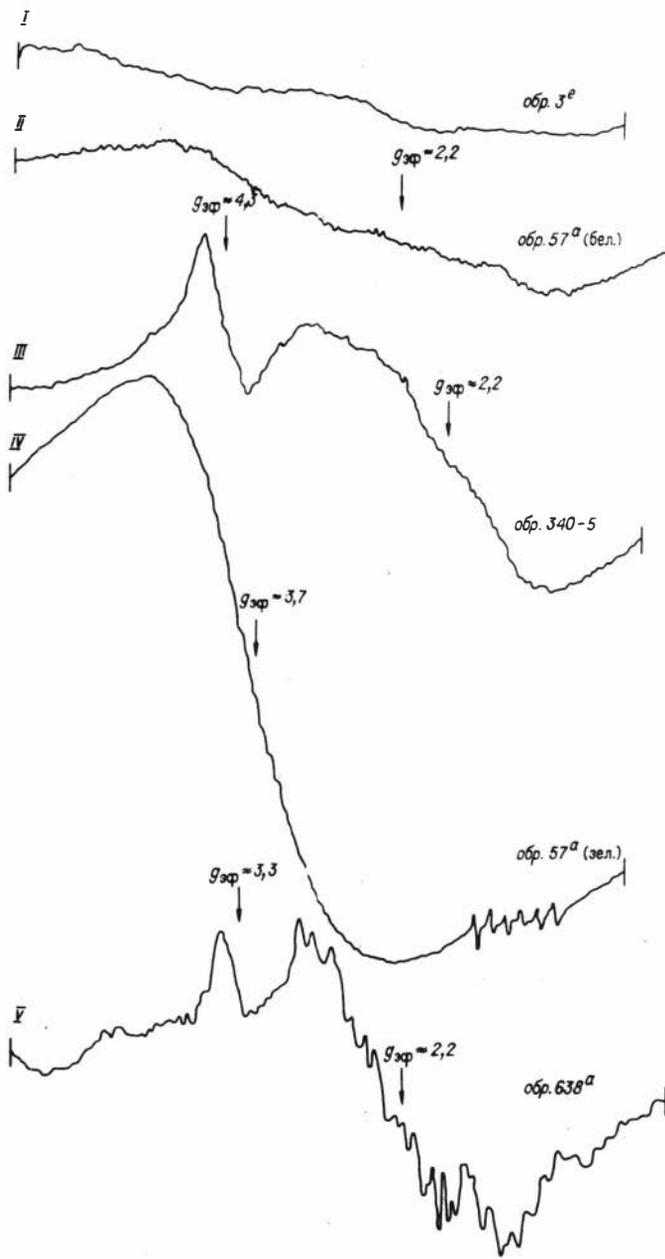


Рис. 6. Спектры ЭПР оливинов из различных типов пород. Линии поглощения представлены в форме первой производной. Съемка проводилась на спектрометре РЭ-1301 на частоте 9,7 кМГц при комнатной температуре.

ров ЭПР оливины разделяются на три группы /Велинский и др., 1980б/. В первую попали образцы оливинов из меймечитов и кимберлитов (рис. 6, кривая I), в спектре ЭПР которых не фиксируется ни широких, ни узких линий поглощения, что свидетельствует об отсутствии в оливинах как механичес-

ких включений, содержащих ион  $Fe^{3+}$ , так и изоморфного трехвалентного железа.

Вторая группа охватывает часть образцов оливинов из оливинитов и дунитов Тарлашкинского массива. (Она представлена спектром кривой II.) В них наблюдается широкая линия, эффективный  $g$ -фактор которой равен 2,2. Интенсивность линии указывает на малое количество в минералах механических включений, содержащих ион  $Fe^{3+}$ , что подтверждается данными фазового анализа и ИКС, установившими присутствие в этих оливинах лишь следов серпентина.

Третья группа образцов наиболее обширная. Она объединяет большинство оливинов из Тарлашкинского массива и массива Бор-Урях Сибирской платформы. В спектре ЭПР для этих образцов (см. рис. 6, кривые III-V) также наблюдаются широкие, но интенсивные линии, и уже не только в области 2,2, а и в областях 3,3; 3,7; 4,3. Интегральная интенсивность линии с  $g$ -фактором 2,2 для этой серии на порядок выше по сравнению с образцами второй группы и указывает на то, что количество минеральных фаз в оливинах с высоким (не менее нескольких процентов) содержанием  $Fe^{3+}$  также выше не менее чем на порядок. Кроме того, наличие в спектре оливинов третьей группы узких линий с эффективными  $g$ -факторами 3,3; 3,7 и 4,3 выявляет в структуре минералов присутствие изоморфного иона  $Fe^{3+}$ , а для образца 638а и ионов  $Mn^{2+}$ , замещающих катион магния.

Приведенный материал позволяет сделать ряд важных выводов.

1. Оливины из пород различной формационной принадлежности характеризуются структурными особенностями, которые определяются наличием или отсутствием в катионной части кристаллической решетки минерала замещающего иона  $Fe^{3+}$ .

2. Оливины, кристаллизующиеся непосредственно из силикатного расплава, структурно-однородны и не содержат в кристаллической решетке ионов  $Fe^{3+}$ .

3. Оливины, которые по результатам петрографических исследований обнаруживают признаки перекристаллизации и вторичного происхождения, в кристаллической решетке всегда содержат примесь иона  $Fe^{3+}$ .

Эти выводы были в дальнейшем подтверждены на более обширном материале /Васильев и др., 1981/. Судя по ним, метод ЭПР можно использовать в качестве объективного инструмента для распознавания оливинов различной генетической принадлежности /Велинский и др., 1981/.

Новым доказательством справедливости высказанных положений стали результаты исследования методом ЭПР оливинов из пород скв. 1 в Среднетерсинском массиве (табл. 15, рис. 7) /Велинский и др., 1985/. На рис. 7 приведены характерные типы спектров ЭПР для оливинов, отобранных с различных глубин скважины (см. рис. 1). Анализ их показал, что в структуру оливина здесь постоянно входит ион  $Fe^{3+}$ , а величина  $g$ -фактора линий поглощения отражает вхождение его в решетку минерала либо в качестве изоморфного иона, либо в виде механических примесей, связанных с микродефектами в структуре кристалла /Chatelain, Weeks, 1973/.

Помимо этого удалось установить, что значение  $g$ -фактора по разрезу скважины меняется в зависимости от наличия в породах хромитового оруденения. Как видно из табл. 15, величина  $g$ -фактора заметно увеличивается (от 3,14 до 3,57) в местах, где наблюдаются скопления рудного минерала. От-

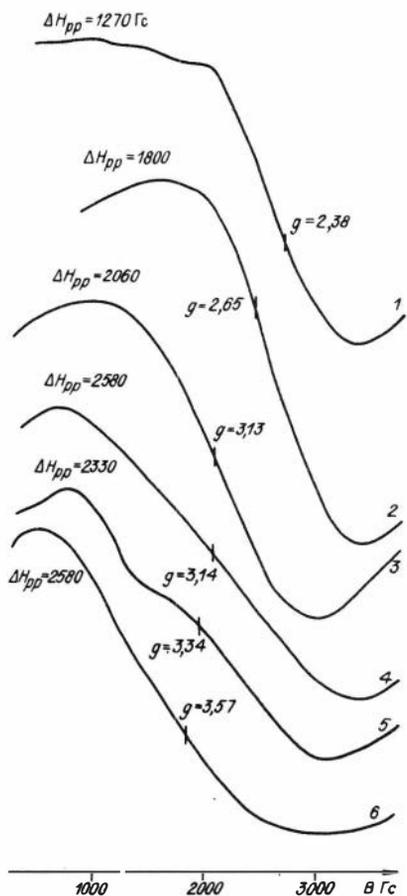


Рис. 7. Типы спектров ЭПР оливинов, отобранных из ультраосновных пород с различных глубин скв. 1. Съемка проводилась на радиоспектрометре РЭ-1306 с рабочей частотой 9,4 ГГц при комнатной температуре.

Образцы: 1 - 501/8; 2 - 501/51; 3 - 501/39; 4 - 501/43; 5 - 501/4; 6 - 501/49.

меченная тенденция хорошо согласуется с высокой магнезиальностью оливинов в рудах и наличием в них совместно с хромитом магнетита. Последнее указывает на то, что процесс рудо- и оливинообразования происходил в обстановке повышенного потенциала кислорода. Сам же факт изменения в оливинах  $g$ -фактора в связи с оруденением может быть использован для контроля за условиями рудогенеза.

Итак, по геологическим, петрографическим, химическим и структурным особенностям оливины в гипербазитах Алтае-Саянской области несут черты минерала, образованного в результате проявления наложенных, метаморфических (в обширном понимании этого термина) процессов. Нами и другими исследователями /Морковкина, 1971; Пинус и др., 1973; Москалева, 1974; Велинский, 1979; Велинский, Банников, 1981; Велинский и др., 1983б, в; Золоев и др., 1983; Carpenter, Phyfer, 1975;

Helena, Kejji, 1979; и др./ вторичное оливинообразование связывается с явлением дегидратации серпентиновых минералов. Этот процесс в лабораторных условиях установлен давно, однако при объяснении генезиса природных объектов он или не используется, или ему отводится незаслуженно ограниченная роль. В то же время по данным термического анализа хорошо известно,

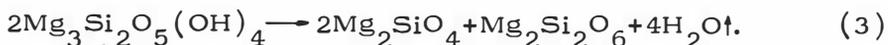
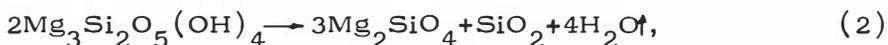
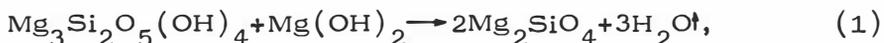
Таблица 15

Величина эффективного  $g$ -фактора в спектрах ЭПР для оливинов из скв. 1

№ обр.	Значение $g_{эф}$	Глубина опробования, м	№ обр.	Значение $g_{эф}$	Глубина опробования, м
501/4	3,14	9	501/35	3,14	252
501/5	2,65	10	501/50	3,14	340
501/8	2,38	26	501/52	3,14	414
501/11	3,14	43	501/54	3,14	473
501/16	3,14	67	501/39	3,13	518
501/18	3,14	89	501/41	3,57	563
501/23	3,13	130	501/43	3,14	620
501/26	3,14	166	501/45	3,14	664
			501/49	3,57	698

что реакция десерпентинизации осуществляется при довольно низких температурах и может реализоваться как при высокотемпературных контактовых воздействиях на серпентиниты, так и на температурном уровне проявления эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фаций метаморфизма /Велинский, Банников, 1981; Велинский и др., 1983б, в/.

Экспериментально установлено, что дегидратация серпентина легко протекает на воздухе при температуре свыше 500°C по следующим принципиальным схемам:



В ходе этих реакций форстерит появляется еще до полного разрушения структуры серпентина, а выделяющийся при реакции (2)  $\text{SiO}_2$  присутствует в продуктах разложения серпентина в виде аморфного кремнезема /Дир и др., 1966а/. Наряду с этим установлено, что реакция дегидратации для различных видов серпентина проходит при разных температурах, а полная перестройка их структуры с образованием кристаллической фазы оливина - при 780–820°C /Дир и др., 1966а; Банников, Корнева, 1972; Пинус и др., 1973; Термический анализ..., 1974; и др./.

Показано, что, будучи очень чувствительными к изменению температуры, серпентиновые минералы весьма устойчивы к давлению и остаются стабильными вплоть до 35 кбар /Пугин и др., 1969/.

Из приведенных выше реакций десерпентинизации наиболее высокотемпературной является реакция (3), которая по экспериментальным данным /Курода, Мацухиса, 1970/ протекает при температуре не ниже 1200°C, резко сдвигаясь при снижении ее в сторону оливиновой фазы. Эта цифра подтверждается более поздними работами (при нагревании хризотила), и образование парагенезиса форстерит+энстатит оценивается в интервале 1100–1300°C /Helena, Kejji, 1979/. При этом количество энстатита резко возрастает при повышении температуры, а кристаллизация идет за счет нарастания его на зерна оливина. Однако термическим анализом обнаружено, что образование фазы оливина и энстатита наблюдается при более низких температурах (790–830°C), а температурный порог их появления определяется совершенством структуры серпентина: чем несовершеннее структура, тем ниже температура образования фаз оливина и пироксена /Термический анализ..., 1974/.

Для оценки условий, при которых возможна реакция десерпентинизации в природных условиях, нами был проведен ряд экспериментов при различных РТ параметрах /Велинский, 1979; Велинский, 1983в/.

Первый из них заключался в простом нагревании серпентинизированного на 90% дунита в алундовом тигле при атмосферном давлении и температуре 1380°C в течение 9 ч. В результате был получен оливиновый агрегат, подобный природным вторичным дунитам с гранулированной основной массой (см. Приложение 2, фото 15). Начало появления оливиновой фазы не фиксировалось. Полученный за счет дегидратации серпентина оливин имеет высокомагнезиальный состав - 3–4%  $\text{Fa}$ . Одновременно первичный оливин породы также гранулируется и испытывает опацификацию.

Второй эксперимент был проведен в условиях, моделирующих контактное воздействие габбрового расплава на серпентинит. Из образца свежего

габбро-норита был приготовлен порошок, в который помешались кусочки чистого серпентинита лизардит-антигоритового состава (без реликтов первичных минералов). Затем смесь нагревалась при атмосферном давлении в алуновы́х тиглях от 9 до 24 ч при 800–1200°C. Установлено, что уже при 900°C после 12 ч нагрева в серпентинитовой матрице появляется обильная мелкая сыпь новообразованного оливина. Отметим, что такие породы очень часто встречаются в контакте с габброидами и вдоль тектонических трещин в природной обстановке. Далее образцы нагревались до 1200°C и выдерживались в этом режиме еще 12 ч. В результате снова был получен мелкозернистый агрегат, состоящий из зерен оливина, содержащих обильные включения магнетита (см. Приложение 2, фото 16).

И в первом, и во втором опыте в новообразованных оливинах при больших увеличениях наблюдались многочисленные, очень мелкие газопо- жидкие включения, характерные для вторичных оливинов в массивах Северо-Востока СССР /Велинский, 1979/.

Далее эксперименты ставились для моделирования процесса дегидратации серпентина под воздействием на него флюидов, генерируемых гранитными и габброидными интрузиями, а также в условиях, характеризующих температурную обстановку регионального метаморфизма в его зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях /Велинский и др., 1983в/. В качестве матрицы использовался хризотилый серпентинит из массива горы Улор (Тува, Сангилен), содержащий небольшое количество тонкодисперсного магнетита. Фазовый состав породы был подтвержден данными ИКС, рентгеновского и термического анализов, и, кроме того, получен микронзондовый анализ породообразующего хризотила (табл. 16).

Опыт 1. Порошок серпентинита навеской в 400 мг с добавлением 1 мл 10%-ного раствора  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в латунной ампуле стального автоклава (сталь ЭИ-476Б) помешался в нагревательную печь сопротивления при 700°C и сразу же режим печи устанавливался на 550°C. Эта температура достигалась в процессе охлаждения в течение 1,5 ч, затем проводился отжиг на протяжении 23 ч, после чего образец закаливался. Давление в автоклаве создавалось дистиллированной водой и при 700°C соответствовало 170 МПа, а при 550°C составило 100 МПа.

В ходе эксперимента был получен белый кристаллический порошок, состоящий из зерен оливина неправильной формы и единичных игольчатых тонких кристаллов, идентифицированных по рентгенограмме условно как NaOH. Количество магнетита в конечных продуктах эксперимента заметно уменьшилось. Состав оливина изучен на микроанализаторе IXA-5A (см. табл. 16) и определены его оптические константы.

При сравнительном анализе химического состава исходного серпентинита и полученного из него оливина в первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что железистость последнего значительно выше железистости исходного серпентинита, особенно относительно хризотила. Это, наряду с уменьшением количества магнетитовой фазы, свидетельствует, с одной стороны, о перераспределении вещества в ходе реакции дегидратации, а с другой – о зависимости состава вторичного оливина от железистости субстрата, по которому он развивается.

Анализируя данные упомянутой таблицы, следует подчеркнуть, что оливинизация в эксперименте регулируется окислительно-восстановительными реакциями. Именно в результате этого железо серпентинитовой матрицы и части магнетитовой фазы из трехвалентной формы переходит в двухвалентную с последующим вхождением в структуру новообразованного оливина, что, в свою

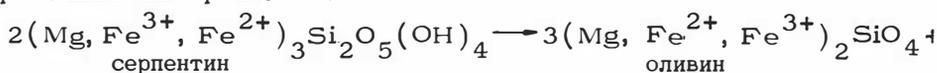
Таблица 16

Химический состав серпентинита и образованного по нему вторичного оливина

Компонент	Серпентинит, обр. 168г	Хризотил, обр. 168г	Вторичный оливин (экспериментальный)		
			1	2	6
SiO <sub>2</sub>	39,10	43,23	41,02	41,60	40,00
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	"	"	"	"
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,77	1,85	0,15	2,10	0,60
FeO	1,83		8,60		
CaO	0,10	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
MgO	37,95	41,36	49,73	54,50	55,40
MnO	0,07	Не обн.	0,24	Не опр.	Не опр.
Na <sub>2</sub> O	0,04	"	Не опр.	"	"
K <sub>2</sub> O	0,08	0,02	"	"	"
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,41	Не опр.	"	"	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	"	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,56	"	"	"	"
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	12,37	12,54	"	"	"
П.п.п.	0,19	Не опр.	"	"	"
Σ	100,48	100,00	100,07	98,20	96,00
f, мол. %	6,7	2,44	8,9	2,10	0,60

Примечание. 1, 2, 6 - опыты, f - коэффициент железистости.

очередь, свидетельствует о протекании дегидратации в восстановительной обстановке. Этот процесс (без учета магнетита) может быть описан следующими принципиальными реакциями:



раствор

Часть Fe<sup>3+</sup> переходит в Fe<sup>2+</sup> за счет реакции  $\text{H}_2\text{O} + 2\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}_2\text{O} + \text{H}_2 \uparrow (5)$ , где Cu - состав латунной ампулы. Кремнезем определен в водной вытяжке с помощью реакции образования кремнемолибденовой гетерополиксилоты, а продукты реакции (5) наблюдались при вскрытии автоклава: Cu<sub>2</sub>O - как налет на стенках ампулы, а H<sub>2</sub> - в виде выделяющегося под большим давлением газа. Исходя из того, что при 550°C давление воды было равно 100 МПа, расчетное равновесное давление водорода составляло около 0,2 МПа.

Опыты 2, 3. Оба эксперимента проводились в золотых запаянных ампулах, воссоздавая условия закрытой системы. В них помещалось 200 мг по-

рошка исходного серпентинита. В опыте 2 добавлялась только дистиллированная вода, а в опыте 3 в качестве минерализатора использовался 5%-ный раствор щелочей (2% KOH и 3% NaOH). Автоклавы с ампулами помещались в печь, нагретую до 700°C, и при этой температуре выдерживались 19 ч, после чего проводилась закалка. Давление, создаваемое в автоклавах при 700°C, составляло 100 МПа.

В результате был получен белый тонкокристаллический порошок, состоящий на 70–85% из высокомагнезиального оливина, химический состав которого приведен в табл. 16, а также талька и магнетита. Количество талька переменное и в опыте 2, по данным фазового анализа, составляет 10–15%, в опыте 3 – 25–30%. Кроме того, в опыте 3 в виде примеси фиксируется слюда (флогопит?). Магнетит в ходе реакции претерпевает сборную перекристаллизацию, приводящую к появлению более крупных зерен.

Опыты 4, 5. Эксперименты проводились в стальных автоклавах (сталь ЭИ-476Б) без ампул с навеской 500 мг порошка серпентинита и 4,2 мл дистиллированной воды. Автоклавы помещались в печь, разогретую до 300°C (опыт 4) и 500°C (опыт 5). Далее они выдерживались при соответствующих температурах в течение 65 ч, давление в автоклавах равнялось 50 МПа. После закалки никаких изменений в исходном веществе, по данным ИКС и фазового рентгенанализа, не наблюдалось.

Опыт 6. Как и предыдущие, проводился в тех же автоклавах без ампулы при 500°C, в течение 65 ч, но с минерализаторами в виде 6%-ного раствора щелочей (2% KOH и 4% NaOH). Давление в автоклавах составляло 50 МПа. В результате эксперимента произошло полное преобразование серпентинита. В продуктах реакции зафиксированы главным образом оливин, представленный почти чистым форстеритом (см. табл. 16), и в качестве примесной фазы магнетит, ромбический пироксен, флогопит и хлорит, присутствующие суммарно в количествах, не превышающих первые проценты. Содержание магнетита по сравнению с исходным материалом заметно увеличилось.

Опыт 7. То же, что и в опыте 6, но в присутствии только дистиллированной воды, время отжига 142 ч. После закалки макро- и микроскопически, а также по данным рентгеновского анализа и ИКС в продуктах эксперимента зафиксированы кристаллическая фаза оливина и небольшое количество хромшпинели. Последняя образует единичные очень мелкие зернышки с равномерной красновато-бурой окраской в проходящем свете. Химический состав ее определен на микроанализаторе IXA-5A, вес. %: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 55,69; FeO – 23,75; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 10,86; MgO – 9,14; MnO – 0,20; NiO – 0,06, сумма окислов – 99,70. По этим показателям шпинель относится к высокохромистым разновидностям пикотита /Дир и др., 1966/. В этом эксперименте важны два момента: 1) оливин образуется и без минерализаторов, а только за счет увеличения времени нагрева; 2) происходит образование вторичной хромшпинели. Ранее нами было показано /Велинский и др., 1983а/, что хромпикотит может образовываться довольно легко в температурной области 750–850°C за счет дегидратации хромсодержащего хлорита (кеммерерита). В исходном серпентините, как это видно из табл. 16, содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> малы для образования самостоятельной шпинелевой фазы. Поэтому следует допустить, что в данном случае в порошке серпентинита совместно с серпентином присутствовал в заметных количествах и хлорит. Косвенно это доказывается наличием его остатков в конечных продуктах опыта 6. Результаты экспериментов сведены в табл. 17.

Приведенные данные убедительно свидетельствуют о том, что процесс

Таблица 17

Результаты экспериментов по дегидратации серпентинита

Номер опыта	Состав минерализатора	Температура отжига, °С	Время отжига, ч	Условия эксперимента	Продукты дегидратации
1	10% Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	700 - 550	23	Автоклав (сталь ЭИ-476Б), латунная ампула	Ол, кристаллы NaOH
2	Дистиллированная H <sub>2</sub> O	700	19	Автоклав тот же, золотая ампула	Ол, Та
3	2% KOH+3% NaOH	700	19	Те же	Ол, Та, Фл
4	Дистиллированная H <sub>2</sub> O	300	65	Автоклав тот же, без ампулы	Отсутствуют
5	Тот же	500	65	Те же	"
6	2% KOH+4% NaOH	500	65	"	Ол, рПи, Фл, Хл
7	Дистиллированная H <sub>2</sub> O	500	142	"	Ол, Хр

Примечание. Исходный материал – хризотилковый серпентинит (см. табл. 16). Ол – оливин, Та – тальк, Фл – флогопит, рПи – ромбический пироксен, Хл – хлорит, Хр – хромпикотит.

дегидратации серпентинитов под воздействием температурных факторов протекает легко и в широком диапазоне температур. Он регулируется, кроме того, составом минерализаторов, участвующих в ходе реакции и оказывающих на нее каталитическое воздействие, и временным фактором. Наиболее интенсивно и полно процесс дегидратации проходит в присутствии щелочей. Главным продуктом при этом всегда является оливин, количество которого при полном преобразовании серпентинита достигает в сильно щелочной среде 99% (опыт 1). Если учитывать химический состав серпентинитов и неустойчивость их кристаллической решетки к температуре в силу насыщенности минерала гидроксильной группой, то такой ход реакции является закономерным и очевидным. Состав новообразованного оливина зависит от степени открытости системы, и в случае, когда нет взаимодействия шихты со стенками автоклава (золотые ампулы, опыты 2, 3), железистость вторичного оливина соответствует железистости хризотила, по которому он образуется (см. табл. 16). В тех же случаях, когда такое взаимодействие имеет место, образуются оливины, железистость которых или ниже, или выше железистости серпентинита. Из опытов 1 и 6 следует, что направленность процесса регулируется окислительно-восстановительным потенциалом реакции, и в относительно восстановительной обстановке образуются оливины более железистые (опыт 1), а в окислительной – магнезиальные (опыт 6). Этот эффект фиксируется в экспериментах изменением количества магнетита, которое в опыте 1 уменьшается, а в опыте 6 – увеличивается.

Выше было показано, что природные вторичные оливины характеризуются специфическим спектром ЭПР. В этой связи оливины из опыта 1 в соответствии с методикой, описанной ранее /Велинский и др., 1980б/, были изучены на спектрометре РЭ-1301 при комнатной температуре на частоте

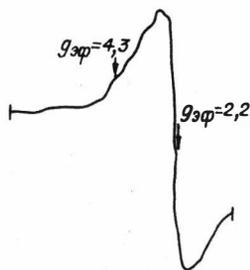


Рис. 8. Спектр ЭПР экспериментального оливина. Линии поглощения приведены в форме первой производной.

9,7 кМГц. Спектр экспериментального оливина, как видно из рис. 8, аналогичен спектру ЭПР природных оливинов (см. рис. 6, 7) и имеет типичные для них линии поглощения с  $g_{эф} = 2,2$  и  $4,3$ , указывающими на вхождение в структуру минерала иона  $Fe^{3+}$ .

Таким образом, данные по ЭПР-спектру экспериментально полученного оливина путем дегидратации природного серпентинита подтверждают высказанную точку зрения о связи структурно-химических особенностей оливинов с различным характером их происхождения. Это ставит метод ЭПР в число первостепенных для диагностики генетической природы оливинов. Его данные должны непременно учитываться при исследовании и трактовке генезиса оливинов как альпинотипных гипербазитов, так и ультраосновных пород других формационных типов, и в первую очередь входящих в состав "расслоенных" интрузий.

Экспериментальные исследования позволили оценить условия, при которых протекает десерпентинизация. Она идет в интервале  $500-700^{\circ}C$ , т.е. в тех областях температур, которые характеризуют как различные фации регионального метаморфизма, так и метасоматические процессы. Учитывая, что в присутствии щелочей (опыт 6) дегидратация серпентинитов идет очень активно и быстро уже при  $500^{\circ}C$ , можно предполагать (принимая во внимание длительность природных явлений), что эта реакция возможна и на гидротермальной стадии. Эти процессы легко реализуются в земной коре на контактах гипербазитов с прорывающими их интрузиями габброидов и гранитоидов, в зонах тектонических разломов, динамометаморфизма, проявления вулканизма и т.д. /Тернер, Ферхуген, 1961; Юдин, 1961; Тейлор, Нобл, 1963; Морковкина, 1967, 1971; Велинский, Пинус, 1969; Леснов, 1972; Пинус и др., 1973; Велинский, 1979; Hess, 1960; Green, 1961; Onuki, 1962; Wolfe, 1965; и др./.

Будучи в складчатых сооружениях наиболее древними образованиями, гипербазиты неоднократно претерпевали различные виды термального воздействия, и, следовательно, процесс дегидратации в них имел возможность и должен был проявляться. Поэтому не учитывать его в минералообразовании гипербазитов, вскрывающихся на современном эрозионном уровне, представляется ошибочным и недопустимым.

Значимость проведенных экспериментов, помимо выявления принципиальной возможности образования вторичных разностей дунитов и гарцбургитов за счет дегидратации серпентинитов, заключается еще и в установлении факта, что протекание этой реакции в различных условиях приводит к образованию оливинов различного состава.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА ОЛИВИНОВ ИЗ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ

В свете вышеизложенного проанализируем распределение железистости природных оливинов в породах из гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области и из ультраосновных пород других складчатых регионов и формационных типов.

На рис. 9 в координатах  $MgO - FeO$  нанесены анализы оливинов из всех изученных нами массивов Алтае-Саянской области. По содержанию железа они образуют генеральную совокупность, охватывающую широкий диапазон составов от 2,5 до 11,26%  $FeO$  с максимумом, приходящимся на интервал 7,5-8,5%  $FeO$ . Анализ гистограммы показывает, что генеральная совокупность имеет ненормальное распределение компонента с широким колебанием его значений ( $V=20,1\%$ ) (табл. 18). Она характеризуется значительной правосторонней асимметрией и положительным эксцессом за счет преобладающих в массивах составов оливина на уровне 7-9% содержания  $FeO$ , куда попадает более 50% всех проанализированных образцов.

Вместе с тем на рисунке хорошо видно, что генеральная совокупность, в свою очередь, состоит из двух частных совокупностей, каждая из которых описывается нормальным законом распределения составов (см. табл. 18), о чем свидетельствуют величины отношений коэффициентов асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям, имеющие одновременно значения  $< 3 / \rho$ -дионов, 1964/. В эти совокупности входят отмеченные ранее три группы оливинов. Совокупность I (от 2,5 до 7,18%  $FeO$ ) объединяет значимо не различающиеся по железистости вторую и третью группы, а совокупность II (7,38-11,26%  $FeO$ ) полностью включает в себя первую группу (см. гл. III). Разрыв в составах (наименьшее количество) оливинов приходится приблизительно на интервал 6,8-7,8%  $FeO$ , который характеризует главным образом составы оливина в породах Агардагского массива. Имея одинаковый характер распределения, описываемые совокупности резко различаются величинами коэффициента вариации, который для оливинов магнезиального состава значительно выше ( $V=21,4$ ), чем для более железистых ( $V=9,5$ ). При этом если совокупность I имеет левую асимметрию ( $A=-0,97$ ) и незначительный положительный эксцесс ( $E=0,22$ ), то совокупность II - правую асимметрию ( $A=0,52$ ) и очень слабый отрицательный эксцесс ( $E=-0,07$ ). Подобное распределение в совокупностях объясняется тем, что в обоих случаях в большинстве своем в составе оливинов в породах содержится 7-9%  $FeO$ , а оливины более магнезиальные и более железистые в целом имеют подчиненное распространение.

Для оценки устойчивости закономерностей в распределении состава оливина, установленных по гипербазитам из массивов Алтае-Саянской области, рассмотрим поведение химизма оливинов из массивов других складчатых областей, в частности Северо-Востока СССР, Урала и Монголии (см. Приложение 1, табл. II-IV). Результаты такого анализа приводятся в табл. 18 и на гистограммах рис. 10, 11.

На гистограммах рис. 10 хорошо видно, что составы оливинов из дунитов и перидотитов перекрываются, хотя в отдельных разновидностях перидотитов (верлитов) отмечаются повышенные содержания в минерале  $FeO$ . В целом же по железистости оливины образуют единую совокупность, для которой характерен ненормальный закон распределения и большие значения ко-

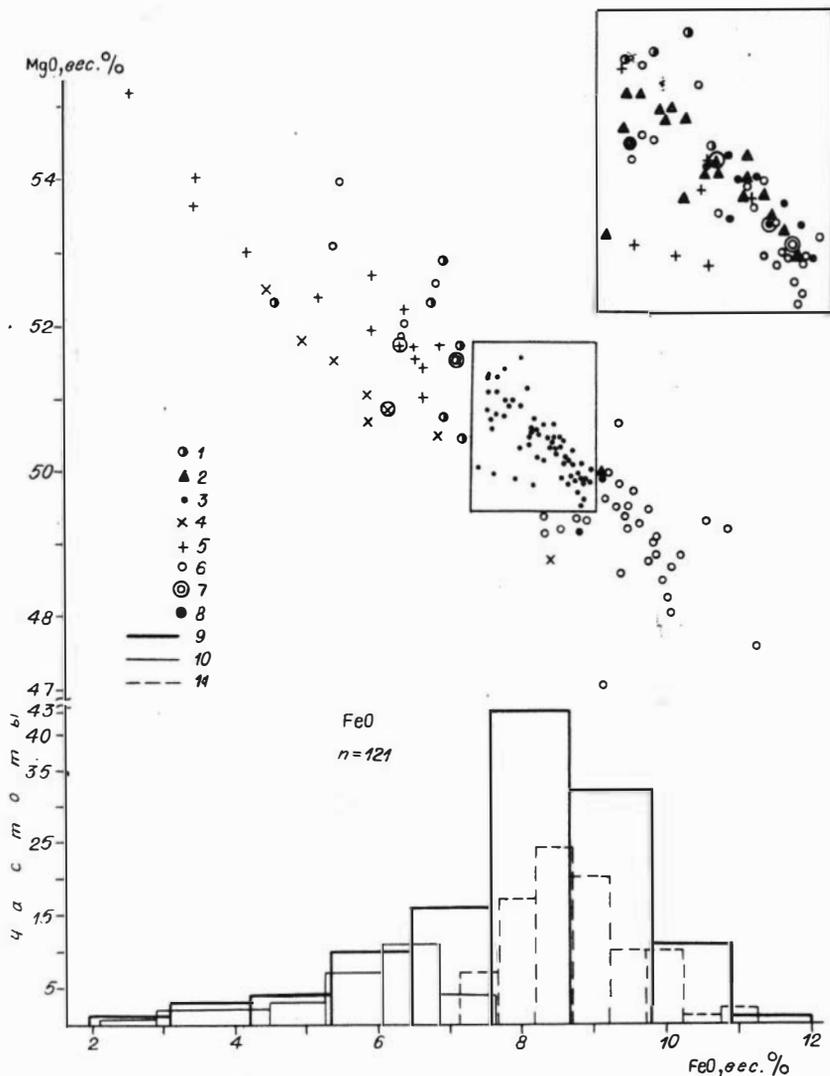


Рис. 9. Вариации состава оливинов в координатах MgO—FeO и гистограммы распределения в них FeO в вес. % для ультраосновных пород гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области по данным микронзондового анализа (см. Приложение 1, табл. I).

1–6 – гипербазитовые массивы: 1 – Агардагский, 2 – Тарлашкинская группа, 3 – Чаган-Узунский, 4 – горы Кончик, 5 – горы Зеленой, 6 – Среднетерсинский; 7 – средние значения для каждого массива; 8 – среднее значение для всей генеральной совокупности; 9–11 – гистограммы: 9 – для генеральной совокупности (2,50–11,26 вес. % FeO), 10 – для I совокупности (2,50–7,18 вес. % FeO), 11 – для II совокупности (7,38–11,26 вес. % FeO).

эфициента вариации ( $V=23,3\%$ ) (см. табл. 18). Визуально весь ряд составов оливина по гипербазитовым массивам Северо-Востока СССР разбивается на три самостоятельные совокупности: I – с содержанием FeO до 5% (оливины такого состава встречаются только в дунитах); II – с содержанием

Таблица 18

Характер распределения FeO (вес. %) в оливинах из ультраосновных пород различных формационных типов

Формационный тип, регион	Статистические параметры							
	n	$\bar{X}$	$\sigma$	A	E	$ A/\sigma_A $	$ E/\sigma_E $	V
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>I. Альпинотипные гипербазиты</b>								
Алтае-Саянская область								
Массив Агардаг	10	7,08	1,02	-	-	-	-	14,4
Массивы Тарлашкинской группы и Сольджер	18	8,21	0,47	0,16	-1,21	0,30	1,19	5,7
Чаган-Узунский массив	10	8,61	0,33	-	-	-	-	3,8
Массив горы Кончик	8	6,12	1,33	-	-	-	-	21,7
Массив горы Зеленой	20	6,28	1,75	-0,69	-0,71	1,35	0,72	27,9
Среднетерсинский массив	55	8,88	1,18	-1,05	1,65	3,28	2,62	13,3
Для региона в целом	121	8,02	1,61	1,18	1,60	5,36	3,64	20,1
В том числе:								
совокупность I с FeO от 2,50 до 7,18	30	5,71	1,22	-0,97	0,22	2,26	0,27	21,4
совокупность II с FeO от 7,38 до 11,26	91	8,72	0,83	0,52	-0,07	2,08	0,14	9,5
Северо-Восток СССР								
Дуниты	33	8,23	1,61	-0,22	0,59	0,41	0,07	19,6
Перидотиты	20	9,40	1,97	1,82	2,89	3,57	2,95	21,0
Для региона в целом	55	8,84	2,06	1,07	2,29	3,34	3,63	23,3

Окончание табл. 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Южный Урал								
Кемпирсайский массив	14	7,93	0,62	0,18	-1,00	0,31	0,89	7,82
Монголия								
Дуниты	33	5,47	2,91	0,01	-1,40	0,02	1,77	53,2
Перидотиты	39	10,48	2,86	1,00	-0,21	2,63	0,28	27,3
Для региона в целом	74	8,01	3,94	0,08	-0,18	0,29	0,33	49,2
Для альпинотипных гипербазитов в целом	219	8,13	2,68	0,11	2,16	0,69	6,55	33,0
II. Гипербазиты платформ								
— Сибирская платформа								
Гулинский плутон	40	12,47	3,53	0,02	-1,54	0,05	2,11	28,3
Ояивиниты и дуниты	52	9,14	2,18	0,49	-0,65	1,48	1,0	23,9
Для региона в целом	80	10,62	3,36	0,65	-0,89	2,41	1,68	31,6
III. Алмазонасные кимберлиты из различных регионов	15	8,81	2,56	0,70	-0,54	1,21	0,49	29,1
IV. Оливины из включений в алмазах для различных регионов мира	62	6,80	0,86	0,28	-0,21	0,93	0,35	12,6
Для всех формационных типов по данным ЭВМ	332	8,41	2,96	0,88	1,92	6,77	7,11	35,2
В том числе:								
совокупность I с FeO от 1,34 до 7,72	100	5,61	1,62	-1,17	0,32	4,88	0,67	28,9
совокупность II с FeO от 6,14 до 11,60	195	7,94	1,04	0,54	0,61	3,18	1,74	13,1
совокупность III с FeO от 11,51 до 17,73	37	14,70	1,98	-0,12	-1,29	0,31	1,70	13,5
Для всех формационных типов в целом	376	8,44	2,92	0,88	1,82	6,77	7,28	34,6

Примечание.  $n$  - кол-во анализов;  $\bar{X}$  - среднее значение;  $\sigma$  - стандартное отклонение;  $A$  - коэффициент асимметрии;  $E$  - коэффициент эксцесса;  $\sigma_A$ ,  $\sigma_E$  - стандартные ошибки коэффициентов асимметрии и эксцесса;  $V$  - коэффициент вариации.

Для Северо-Востока СССР использовано 45 химических анализов по данным В.В. Велинского /1979 /; для формационных типов по данным ЭВМ использованы только полные анализы на микрозонде.

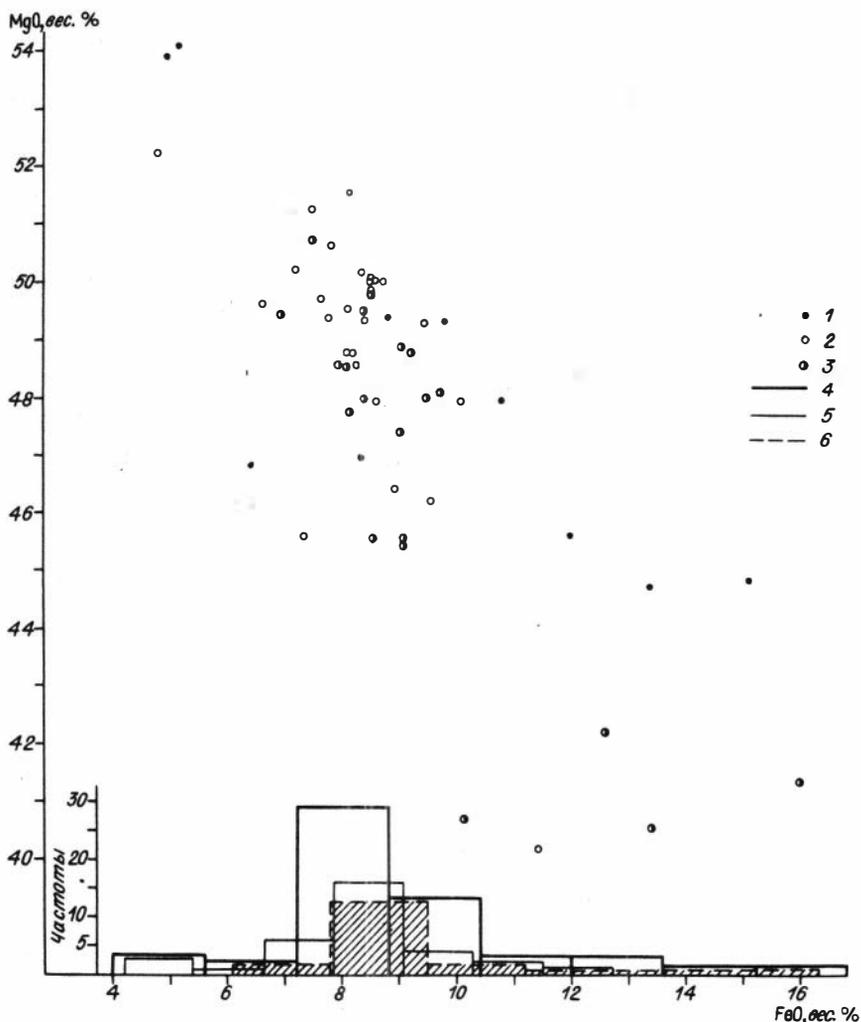


Рис. 10. Вариации состава оливинов в координатах MgO – FeO и гистограммы распределения FeO в вес.% для ультраосновных пород гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР (Камчатка и Чукотка) по данным микрозондового (см. Приложение 1, табл. II) и химического анализов /Велинский, 1979/.

1 – микрозондовые анализы (n=10); 2, 3 – химические анализы: 2 – дунитов, 3 – перидотитов; 4–6 – гистограммы: 4 – для генеральной совокупности (n=55), 5 – для дунитов (n=33), 6 – для перидотитов (n=20).

FeO от 6,5 до 9,5% (такие оливины характеризуют большую часть дунитов и гарцбургитов); III – с содержанием FeO от 10 до 16% (подобные оливины типичны для лерцолитов и верлитов и очень редко отмечаются в дунитах).

Почти полная аналогия в распределении железистости оливинов отмечается в гипербазитовых массивах Монголии (см. рис. 11) с той лишь разницей, что здесь еще более отчетливо прослеживается распадение генеральной

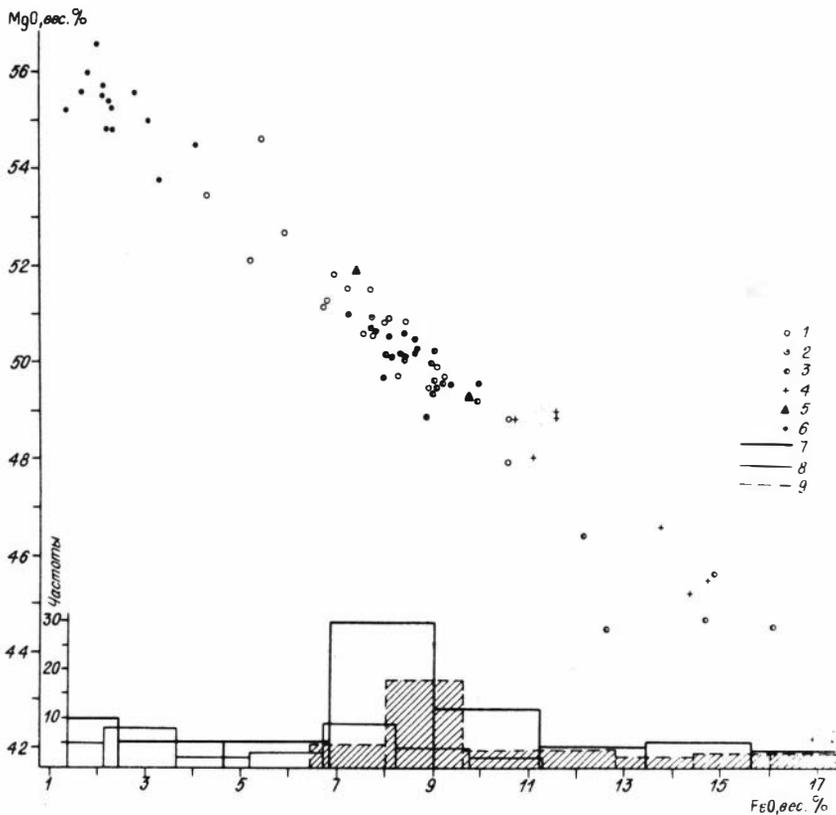


Рис. 11. Вариации состава оливина в координатах  $MgO - FeO$  и гистограммы распределения  $FeO$  в вес. % для ультраосновных пород гипербазитовых массивов Монголии по данным микросондового анализа (см. Приложение 1, табл. IV).

1-6 - разновидности ультраосновных пород: 1 - дуниты ( $n=19$ ), 2 - гарцбургиты ( $n=14$ ), 3 - лерцолиты ( $n=16$ ), 4 - верлиты ( $n=9$ ), 5 - вебстериты ( $n=2$ ), 6 - вторичные дуниты ( $n=14$ ); 7-9 - гистограммы: 7 - общая для всего региона ( $n=74$ ), 8 - для дунитов (33), 9 - для перидотитов (39).

совокупности на три частных и наблюдается большой размах колебаний содержания  $FeO$  в оливинах как из дунитов, так и из перидотитов (см. Приложение 1, табл. IV, табл. 18). При этом для магнезиальной части средний состав оливинов составляет  $2,27 \pm 0,71\%$   $FeO$  (совокупность I), а для железистой -  $7,68 \pm 1,74\%$   $FeO$  (II) и  $14,5 \pm 1,8\%$   $FeO$  (III). Различия между совокупностями значимые с 99%-ным порогом вероятности.

В отличие от вышеописанного состав оливинов в породах Кемпирсайского массива (Южный Урал) характеризуется постоянством и узким пределом колебаний  $FeO$  ( $V=7,82\%$ ), укладывающимся в интервал 7-9% (см. Приложение 1, табл. III, табл. 18). Однако последнее обстоятельство, по-видимому, связано с недостатком имеющегося аналитического материала.

Итак, из анализа особенностей химизма оливина из пород массивов альпийских гипербазитов в целом намечается, что повсеместно состав мине-

рала варьирует в широких пределах от форстерита до хризолита, образуя три самостоятельные группы: 1) собственно форстериты с содержанием FeO до 5%, 2) железистые форстериты с FeO от 5 до 10% и 3) хризолиты с содержанием FeO более 10% (до 17–18%). Выделение этих групп было обосновано ранее /Велинский, 1979/ на массивах Северо-Востока СССР и нашло свое подтверждение в настоящей работе на более обширном аналитическом материале. Судя по литературным данным, подобные группы оливинов выделяются и в гипербазитах других регионов, отражая тем самым общую закономерность в химизме минерала. Очень важен при этом факт, что оливины разного состава характерны как для дунитов (оливинитов), так и для перидотитов. С учетом того, что в структуре их обнаруживается катион  $Fe^{3+}$ , можно говорить о гетерогенной природе главного породообразующего минерала альпинотипных гипербазитов. Исходя из геологических наблюдений и результатов проведенных экспериментов, мы считаем, что гетерогенность оливина в гипербазитах связана с проявлением в породах метаморфических и метасоматических процессов. Это подтверждается и характером распределения состава оливинов в выборке для альпинотипных гипербазитов в целом по всем регионам.

Результаты такого анализа приведены на рис. 12 и в табл. 18. Как видно на рисунке, выборка образует одну симметричную генеральную совокупность со значительным колебанием дат ( $V=33,0\%$ ) и большим положительным эксцессом ( $E=2,16$ ). В силу этого распределение компонентов в совокупности отклоняется от нормального закона ( $E/\sigma E=6,55$ ). Последнее обусловлено тем, что в подавляющем большинстве случаев оливины в породах из массивов этого формационного типа выдержаны по составу и представлены главным образом железистыми форстеритами с содержанием FeO 7–9%. Аналогичная картина отмечается, например, и для массивов альпинотипных гипербазитов Аппалачей /Carpenter, Phyfer, 1975/, что, как уже указывалось выше, привело исследователей к представлению о метаморфическом генезисе оливина в породах.

Проведенными нами экспериментальными исследованиями установлено, что главным процессом, обуславливающим новообразование оливина, является дегидратация серпентинитов, вызванная термальным воздействием на них внешних факторов.

В каледонских структурах Алтае–Саянской области, Монголии, Урала и других регионов альпинотипные гипербазиты обычно представлены породами, для которых типичен парагенезис оливин+талк. Эта ассоциация минералов устойчива и равновесна по отношению к породам, вмещающим гипербазиты, которые метаморфизованы в эпидот–амфиболитовой или амфиболитовой фации /Велинский, Банников, 1981/. При нарушении равновесия идет реакция  $Фo + Ta = 5Ен + H_2O$ , протекающая при давлении 5 кбар и температуре около  $650^{\circ}C$  с образованием гарцбургитового парагенезиса /Слуцкий и др., 1964/. В присутствии же воды, как показывает расчет температур равновесия (через равновесные концентрации), может реализоваться реакция  $Фo + Ta + H_2O = Серп + 4Ен$ , идущая при температуре около  $450^{\circ}C$  и давлении 1 атм.

Указанные превращения обуславливают даже в одном гипербазитовом поясе наличие близко расположенных массивов, сложных как серпентинизированными дунитами, так и новообразованной ассоциацией, которая формально будет отвечать серпентинизированному гарцбургиту. Это же, в свою очередь, будет создавать ложное представление о первичном составе пород, подвергшихся гидратации. Такая ситуация, в частности, имеет место в Южно–Тувинском поясе, где в Агардагском массиве породы представлены в основном апогарцбургитовыми серпентинитами, а рядом, в Тарлашкинской группе мас–

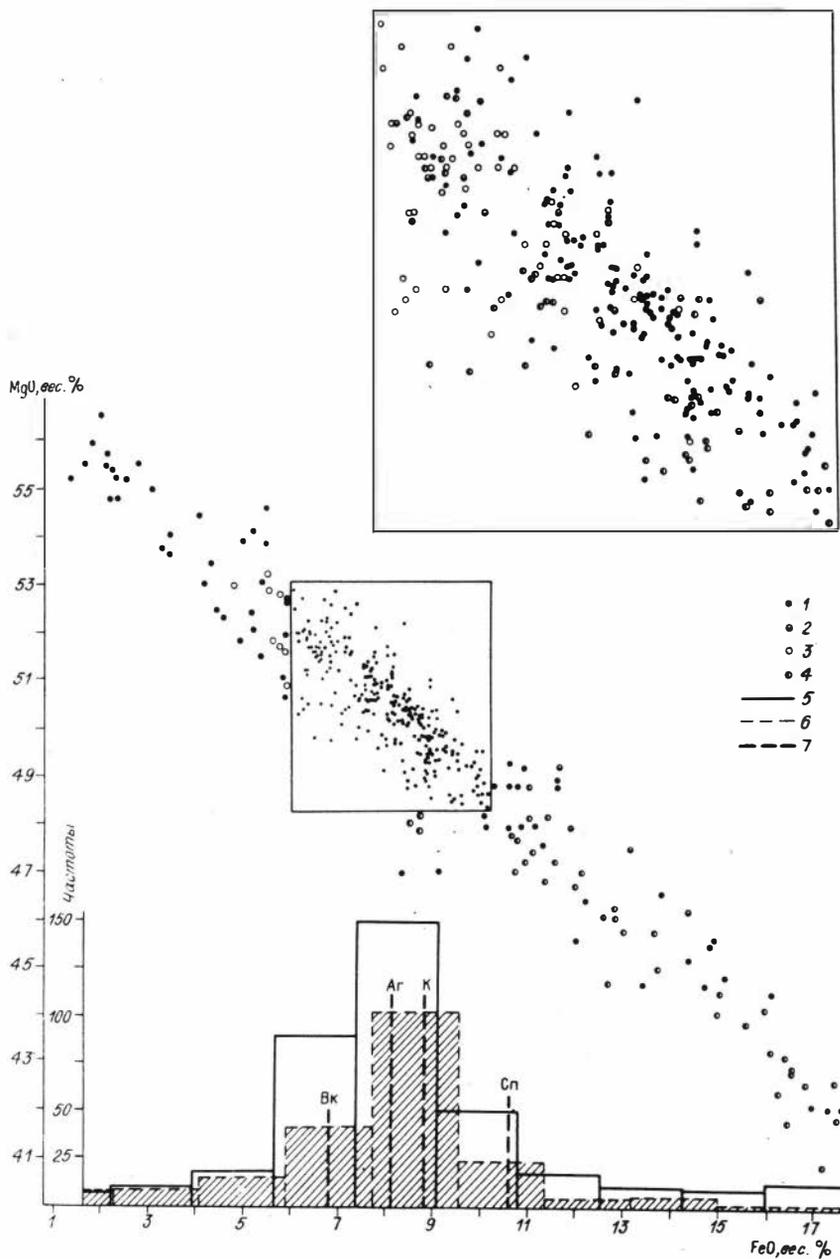


Рис. 12. Обобщенная диаграмма вариаций состава оливинов в координатах  $MgO - FeO$  и гистограммы распределения в них  $FeO$  в вес. % для ультра - основных пород различных формационных типов (см. Приложение 1, табл. I-VII).

1 - альпинотипные гипербазиты ( $n=219$ ); 2 - алмазные кимберлиты ( $n=15$ ); 3 - включения в алмазах ( $n=62$ ); 4 - Сибирская платформа ( $n=80$ ); 5-7 - гистограммы: 5 - общая ( $n=376$ ), 6 - альпинотипные гипербазиты ( $n=219$ ), 7 - средние содержания  $FeO$  по каждому формационному типу. Здесь и на рис. 15, 16: Вк - включения в алмазах; Аг - альпинотипные гипербазиты; К - алмазные кимберлиты; Сп - Сибирская платформа.

сивов, в нагорье Сангилен, гипербазитовые тела сложены в основном оливинитами с тальком. В данном случае породы Агардагского массива представляют собой, по нашему мнению, образования, возникшие за счет регрессивного метаморфизма дунит-тальковой ассоциации.

Подтверждением тому могут служить реликтовые участки оливинитов, встречающиеся среди пироксен-серпентинитовых пород перидотитового состава, а также выходы около Агардагского массива амфиболитов, аналогичных тем, которые отмечаются во вмещающей раме гипербазитов Сангилена /Велинский и др., 1978/. Подобная модель хорошо согласуется и с докембрийским возрастом гипербазитов Алтае-Саянской области, так как только этим можно объяснить наличие в рифей-нижекембрийских вмещающих толщах продуктов дезинтеграции ультраосновных пород.

Как известно, большинство петрологов альпинотипные гипербазиты рассматривают как мантийный рстит, образовавшийся после выплавления из вещества мантии легкоплавкой фракции базальтового состава. В этой связи большой интерес представляет сравнение состава оливинов из альпинотипных гипербазитов с оливинами из ультраосновных пород платформ, алмазоносных кимберлитов и включений в алмазах из кимберлитовых трубок.

Как видно из рис. 13, распределение состава оливинов из ультраосновных пород Сибирской платформы подобно таковому для альпинотипных гипербазитов. Здесь также выделяются три группы оливинов, но они смещены в сторону повышенных в минерале содержаний  $FeO$ : 1) до 7%, 2) от 7 до 13%, 3) больше 13%. Кривая распределения составов характеризуется большим размахом колебаний  $FeO$  ( $V=31,6$ ) и отрицательным эксцессом ( $E = -0,89$ ). Состав оливинов в дунитах и оливинитах близок к тому, который наблюдается в массивах складчатых областей, а в перидотитах оливины заметно более железистые, хотя частично и перекрываются с оливинами из дунитов и оливинитов (см. Приложение 1, табл. V). Повышенная железистость оливина в перидотитах платформы объясняется тем, что в парагенезисе с ним наблюдается только моноклинная разновидность пироксена (диопсид) и породы представлены верлитами /Васильев, 1975/. Вместе с тем оливины перидотитов Сибирской платформы и верлиты альпинотипных гипербазитов по составу идентичны. Кроме того, обращает на себя внимание факт, что оливины меймечитов полностью соответствуют оливинам гипербазитов и также определяются как железистые форстериты с содержанием в них  $FeO$  от 7 до 10%.

Очень близки по составу к описанному формационному типу пород оливины из алмазоносных кимберлитов (см. Приложение 1, табл. VI, табл. 18, рис. 14). По железистости они полностью перекрываются и имеют близкий характер распределения с оливинами из дунитов и оливинитов Сибирской платформы. В то же время оливины из алмазоносных кимберлитов сходны по железистости с оливинами из пород альпинотипных гипербазитов, но в отличие от последних всегда содержат  $CaO$  и  $Cr_2O_3$  /Соболев, 1974; Костровицкий, Фивейская, 1983/.

Иной характер распределения состава отмечается для оливинов из включений в алмазах. По сравнению со всеми ранее рассмотренными формационными типами пород оливины из включений в алмазах наиболее магниезильные (см. Приложение 1, табл. VII, рис. 14), что ранее уже подчеркивалось Н.В. Соболевым /1974: Соболев и др., 1976/. Кроме того, они характеризуются нормальным распределением  $FeO$  и незначительным колебанием состава ( $V=12,6\%$ ) со средним содержанием закиси железа  $\bar{X}=6,80 \pm 0,86$  (см. табл. 18). В то же время оливины включений содержат от 4,5 до 9,0%  $FeO$  и, таким образом, полностью располагаются в области составов оливинов из дунитов, оливинитов и частично перидотитов формации альпинотипных гипер-

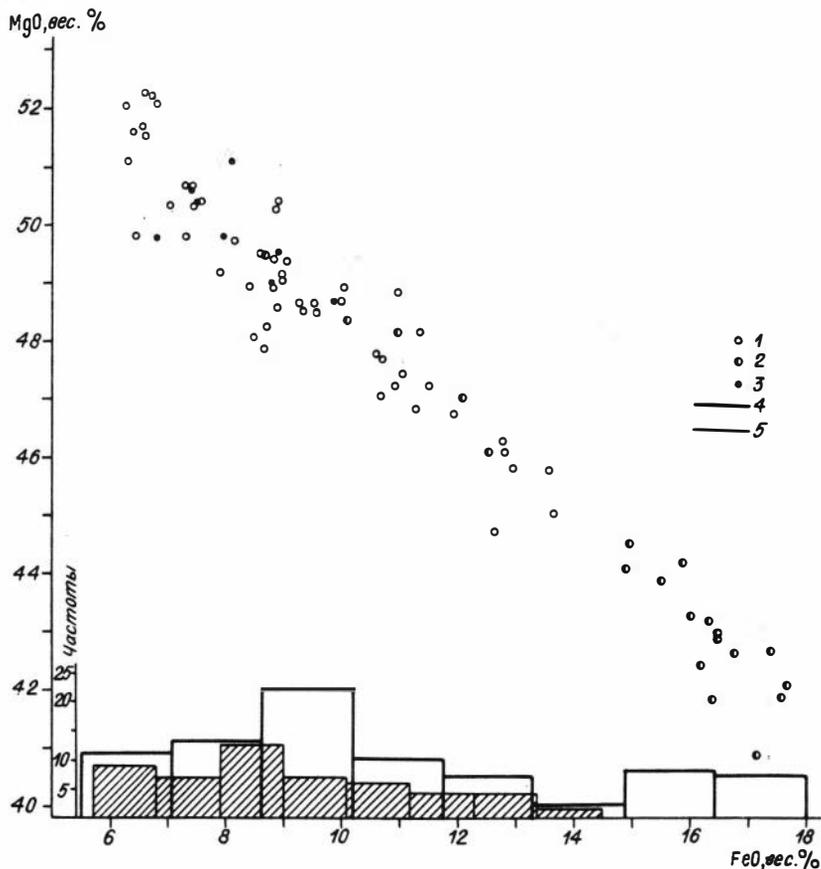


Рис. 13. Вариации состава оливинов в координатах  $MgO-FeO$  и гистограммы распределения в них  $FeO$  в вес.% для ультраосновных массивов Сибирской платформы (см. Приложение 1, табл. V).

1 - дуниты и оливиниты; 2 - перидотиты и пироксенизированные дуниты; 3 - меймечиты; 4, 5 - гистограммы: 4 - общая для всей совокупности ( $n=80$ ), 5 - для оливинитов и дунитов ( $n=52$ ).

базитов. Основная же масса оливинов из включений в алмазах (около 80%) содержит от 5,5 до 8,0%  $FeO$ .

Таким образом, проведенный сравнительный анализ химизма оливинов в гипербазитах показал, что распределение железистости главного породообразующего минерала в альпинотипных гипербазитах такое же, как и в оливинах других формационных типов ультраосновных пород. При этом важно подчеркнуть, что колебание состава оливинов в породах альпинотипных гипербазитов охватывает весь диапазон состава оливинов, встречающихся в алмазных кимберлитах, включениях в алмазах и ультраосновных породах Сибирской платформы. Вместе с тем удалось установить, что единая совокупность для различных регионов разбивается, по крайней мере, на три самостоятельные группы, включающие составы оливинов от почти чистых форстеритов до хризолитов. На такие же группы с помощью кластерного анализа удается разделить генеральную совокупность состава оливина для ультраосновных пород

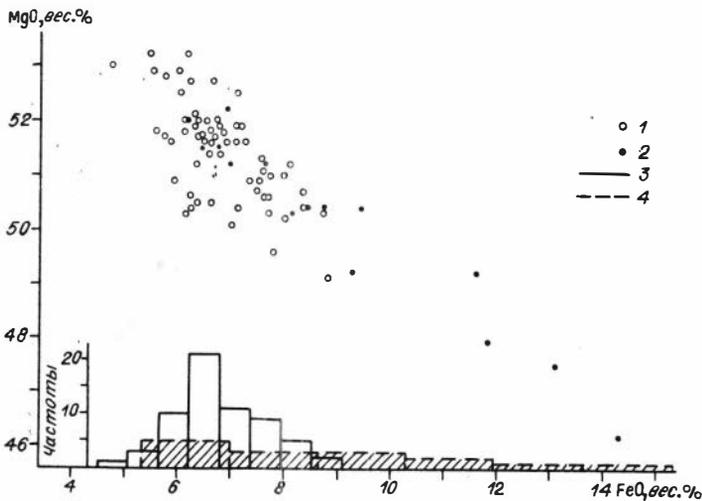


Рис. 14. Вариации состава оливинов в координатах  $MgO - FeO$  и гистограммы распределения в них  $FeO$  в вес.% для ультраосновных пород из алмазоносных кимберлитов и включений в алмазах (см. Приложение 1, табл. VI, VII).

1 - оливины из включений в алмазах; 2 - оливин алмазоносных кимберлитов; 3, 4 - гистограммы: 3 - для включений в алмазах ( $n=62$ ), 4 - для алмазоносных кимберлитов ( $n=15$ ).

в целом (рис. 15). Причем по содержанию  $FeO$  оливины в составе альпинотипных гипербазитов и алмазоносных кимберлитов значимо не различаются, оливины включений в алмазах в среднем представлены наиболее магниезиальными разновидностями, а в ультраосновных породах платформ - наиболее железистыми (рис. 16). Сходство в составе оливинов из альпинотипных гипербазитов и кимберлитов ранее отмечалось М.М. Ильвицким и Р.В. Колбанцевым /1968/.

Широкие колебания в составе оливинов из ультраосновных пород рассмотренных формационных типов не дают возможности по железистости однозначно идентифицировать оливины альпинотипных гипербазитов. В то же время установлено, что статистически для них наиболее характерны составы с содержанием  $FeO$  в пределах 7-9%. Подобная устойчивость в составе минерала для пород массивов различных регионов не может быть объяснена с позиций магматической дифференциации, ибо неясным остается механизм такого явления. Вместе с тем, учитывая, что альпинотипные гипербазиты в складчатых областях являются наиболее древними образованиями, выдержанность среднего состава оливинов в породах достаточно логично обосновывается метаморфогенным генезисом минерала. Это, как было показано выше, находится в хорошем согласии с экспериментальными данными по дегидратации серпентина и магниезиальных хлоритов и легко увязывается с геологическими предпосылками - с метаморфизмом (региональным и контактовым) как гипербазитов, так и вмещающих их осадочных и вулканогенных пород. Результаты исследования поведения в структуре оливина иона  $Fe^{3+}$  подтверждают высказанное положение.

В этой связи возникает вопрос о первичном составе оливинов в альпинотипных гипербазитах. Поскольку оливины из включений в алмазах, с одной

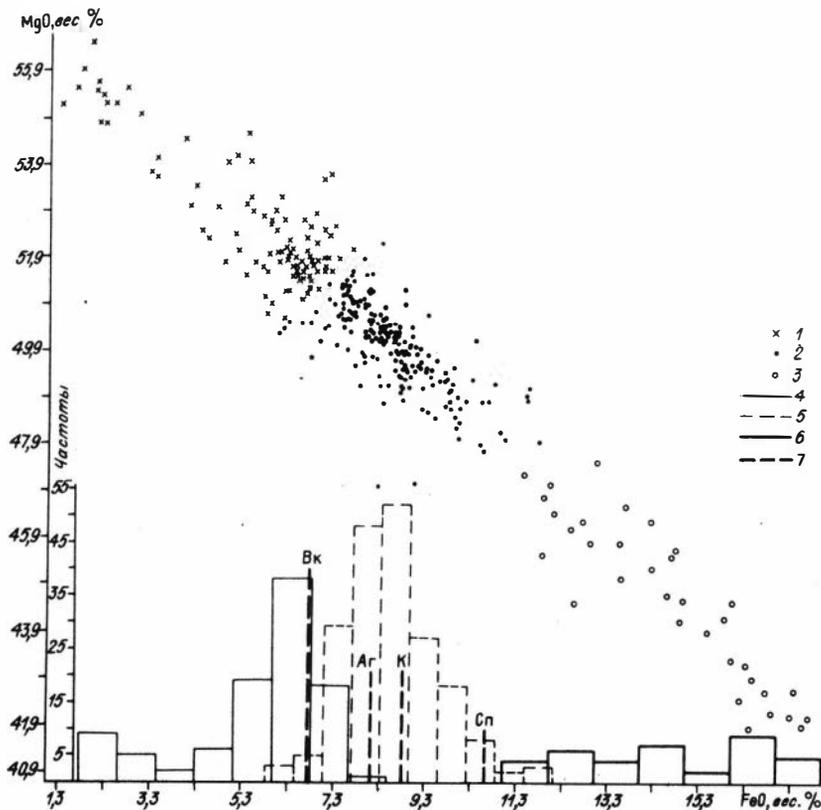
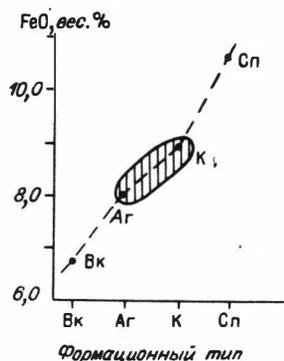


Рис. 15. Результаты кластерного анализа состава оливинов в координатах  $MgO - FeO$  по обобщенной выборке для различных формационных типов ультраосновных пород ( $n=332$ ).

1 - совокупность I ( $FeO$  от 1,34 до 7,72 вес.%) ( $n=100$ ); 2 - совокупность II (6,14-11,60) ( $n=195$ ); 3 - совокупность III (11,51-17,73) ( $n=37$ ); 4-6 - гистограммы: 4 - для совокупности I, 5 - для совокупности II, 6 - для совокупности III; 7 - средние значения.

стороны, перекрывают большой диапазон составов оливинов гипербазитов, а с другой - средний их состав более магнезиальный, мы считаем, что последние наиболее полно отвечают первичному составу оливинов альпинотипных гипербазитов в момент их образования. Это тем более вероятно, что заключенные в такую инертную среду, как алмаз, оливины, вынесенные с больших глубин, оказываются защищенными от воздействия со стороны активных агентов, влияние которых они испытывают, когда породы внедряются в земную кору. Изменению состава минерала способствует тот факт, что при внедрении гипербазиты уже интенсивно серпентинизированы /Велинский, 1979/, доказательством чему служат серпентиниты срединных океанических хребтов /Дмитриев, 1972/. Серпентинизация же неизбежна в силу того, что мантийный рестит, каковым является субстрат альпинотипных гипербазитов, состоит главным образом из ортосиликатов. Последние, как известно, весьма неустойчивы к процессам окисления, каким представляется и серпентинизация /Велинский, 1978/, которая обусловлена приспособлением мантийного вещества к коро-

Рис. 16. Распределение средних значений FeO в оливинах из ультраосновных пород различных формационных типов. Заштрихована область незначимых различий.



вым условиям. Дальнейшая эволюция серпентинитов в обстановке коры и приводит к тому парагенезису, который мы наблюдаем в составе гипербазитов на современном эрозионном уровне. В соответствии с проведенными экспериментами, магнезиальный состав оливинов совместно с магнетитом образуется в ходе метаморфизма в окислительной обстановке, а более железистый – в нейтральной или восстановительной. По-видимому, именно с этим связана зональность в химизме гипербазитов, зависящая от их геоструктурного положения /Пинус и др., 1973; Велинский, 1979; и др./, обуславливая, в силу более интенсивного, многообразного и неоднократного метаморфизма, более магнезиальный состав пород вблизи и внутри срединных массивов и железистый – в геосинклинальных условиях, где метаморфизм не выходит за рамки фации зеленых сланцев.

Очевидно, что на фоне таких превращений в массивах должны оставаться реликты первичного мантийного субстрата. Однако исследованиями химического состава оливинов этого уловить не удается. Но a priori можно сказать, что чем более длительную историю породы пережили в условиях коры, тем труднее обнаружить такие реликты. Этому могли бы способствовать точечные методы ЭПР оливинов (по отдельным зернам) или прямые определения рентгеноспектральным путем в структуре минерала иона  $Fe^{3+}$ . К сожалению, выделение первичных оливинов в общей массе пород существующими аналитическими методами не представляется возможным. Этот вопрос должен решаться с учетом комплекса геологических и петрографических данных. Несомненным остается одно: на современном эрозионном срезе в альпинотипных гипербазитах главный их породообразующий минерал – оливин – является гетерогенным; и в породах, в силу многократно испытанного ими метаморфизма, преобладают вторичные разновидности минерала. Это касается как относительно свежих оливиновых пород, так и серпентинизированных их разновидностей, поскольку сам процесс серпентинизации является многостадийным и неоднократным. Отмечаются факты, дающие основание считать, что наблюдаемый в породах серпентин образовался в современный период под воздействием метеорных вод /Muchlenbach, Clayton, 1972; Банников, 1976; Покровский, Чашухин, 1982/. Последнее обстоятельство особенно затушевывает первичную картину минералообразования в гипербазитах, так как далеко не всегда удастся установить природу серпентинитов. В то же время это еще раз подчеркивает, что в современных геологических структурах мы имеем дело с многократно перекристаллизованным первичным мантийным веществом. Поэтому альпинотипные гипербазиты в мезозойских, а тем более в палеозойских и более древних структурах Земли не являются аналогами субстрата мантии. В лучшем случае их можно рассматривать как его гомологи, а сами альпинотипные гипербазиты следует трактовать как метапороды, облик и состав которых всецело зависят от интенсивности и характера пережитых изначальным их веществом метаморфических превращений.

# ПРИЛОЖЕНИЕ 1

## ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ ОЛИВИНОВ

Таблица I

Состав оливинов из гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	42,60	40,92	40,33	40,83	40,40	41,43
FeO <sub>общ.</sub>	4,54	7,74	8,01	6,71	6,89	7,52
MnO	0,38	0,08	0,10	0,10	0,09	Не обн.
MgO	52,32	51,38	51,53	52,31	52,85	51,31
NiO	0,17	0,28	0,28	0,27	0,28	0,29
CaO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,01
Na <sub>2</sub> O	Не обн.					
K <sub>2</sub> O	"	"	"	"	"	"
Σ	100,04	100,44	100,27	100,24	100,55	100,56
f, мол.%	4,63	7,81	7,99	6,69	6,82	7,56

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,03	0,99	0,98	0,99	0,98	1,01
Fe <sub>общ.</sub>	0,09	0,16	0,16	0,13	0,14	0,15
Mn	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	-
Mg	1,84	1,85	1,87	1,88	1,90	1,83
Ni	Сл.	0,01	0,01	0,01	Сл.	0,01
Ca	"	Сл.	Сл.	Сл.	"	Сл.

Продолжение табл. I

Окисел	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	41,61	40,94	41,14	41,13	40,76	40,86
FeO <sub>общ.</sub>	7,84	8,25	7,66	7,79	8,44	8,64
MnO	0,08	0,08	0,07	0,09	0,11	0,07
MgO	50,88	50,49	51,06	50,95	50,42	50,15
NiO	0,29	0,30	0,33	0,24	0,25	0,22
CaO	-	-	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,02	"	"	"
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	"	"	"
Σ	100,72	100,08	100,30	100,20	99,98	99,94
f, мол.%	7,95	8,41	7,79	7,94	8,56	8,80

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,003	0,996	0,997	0,998	0,994	0,997
Fe <sub>общ.</sub>	0,158	0,168	0,156	0,159	0,172	0,176
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,829	1,832	1,843	1,840	1,833	1,824
Ni	0,006	0,006	0,006	0,004	0,006	0,004
Ca	-	-	-	-	-	-

7	8	9	10	11	12	13	14
41,03	40,91	42,01	42,28	41,34	41,13	41,14	41,48
7,11	8,18	7,18	6,90	8,72	8,83	9,11	7,54
0,11	0,09	0,14	0,09	0,11	0,08	0,12	0,07
51,69	50,66	50,43	50,73	50,06	49,85	49,97	51,08
0,27	0,30	0,28	0,28	0,30	0,26	0,31	0,29
0,03	0,01	0,03	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	0,02	"	"
"	"	"	"	"	Не обн.	"	0,01
100,24	100,15	100,07	100,31	100,53	100,25	100,65	100,47
7,17	8,32	7,40	7,09	8,88	9,04	9,30	7,65

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,99	1,00	1,01	1,02	1,003	1,001	1,000	1,002
0,14	0,17	0,15	0,14	0,176	0,180	0,186	0,152
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,001	0,001	0,001	0,001
1,86	1,83	1,82	1,81	1,810	1,807	1,808	1,837
0,01	0,01	0,01	0,01	0,006	0,006	0,006	0,006
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	-	-	-	-

21	22	23	24	25	26	27	28
40,52	40,96	41,27	41,33	41,37	41,31	41,36	41,34
8,57	8,44	8,44	7,52	8,13	7,97	8,00	7,87
0,09	0,08	0,10	0,06	0,08	0,06	0,08	0,08
50,31	50,61	50,30	50,81	50,49	50,29	50,90	50,97
0,27	0,25	0,26	0,40	0,28	0,28	0,28	0,28
0,02	0,01	0,01	0,01	Не обн.	0,01	0,01	Не обн.
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	"
"	"	"	"	"	"	0,02	"
99,78	100,35	100,38	100,13	100,35	99,92	100,65	100,54
8,71	8,53	8,57	7,62	8,28	8,17	8,08	7,94

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,991	0,996	1,001	1,002	1,002	1,004	0,999	1,000
0,175	0,171	0,171	0,151	0,165	0,162	0,161	0,158
0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
1,835	1,832	1,819	1,835	1,824	1,823	1,833	1,835
0,006	0,004	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006
-	-	-	-	-	-	-	-

## Продолжение табл. I

Оксид	29	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	41,23	41,06	41,13	41,13	41,20	41,26
FeO <sub>общ.</sub>	8,71	8,13	9,13	8,80	8,32	8,37
MnO	0,15	0,11	0,10	0,21	0,09	0,21
MgO	50,25	50,50	49,84	49,12	50,31	50,42
NiO	0,35	0,29	0,38	0,37	0,37	0,39
CaO	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
Σ	100,69	100,09	100,58	99,63	100,29	100,65
f, мол.%	8,85	8,28	9,32	9,10	8,50	8,56

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,999	0,999	1,000	1,008	1,001	1,000
Fe <sub>общ.</sub>	0,176	0,165	0,185	0,180	0,169	0,170
Mn	0,003	0,001	0,001	0,004	0,001	0,004
Mg	1,816	1,830	1,805	1,792	1,821	1,819
Ni	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007
Ca	-	-	-	-	-	-

## Продолжение табл. I

Оксид	43	44	45	46	47	48	49
SiO <sub>2</sub>	40,57	40,89	40,63	40,33	41,92	41,49	41,91
FeO <sub>общ.</sub>	5,85	5,35	5,82	8,41	6,49	6,83	3,40
MnO	0,26	0,37	0,28	0,42	He обн.	0,08	He обн.
MgO	50,69	51,52	51,06	48,76	51,71	51,73	53,63
NiO	0,98	0,51	0,40	0,54	0,35	0,35	0,19
CaO	-	-	-	-	He обн.	He обн.	He обн.
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	"	"	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	"	"	-
Σ	98,35	98,64	98,19	98,46	100,47	100,48	99,13
f, мол.%	6,12	5,55	6,02	8,82	6,56	6,92	3,43

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,998	0,999	0,998	1,000	1,006	0,999	1,005
Fe <sub>общ.</sub>	0,121	0,110	0,120	0,174	0,130	0,138	0,068
Mn	0,006	0,009	0,006	0,009	-	0,002	-
Mg	1,858	1,874	1,871	1,804	1,851	1,856	1,917
Ni	0,019	0,010	0,007	0,012	0,007	0,007	0,004
Ca	-	-	-	-	-	-	-

## Продолжение табл. I

Оксид	58	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	41,88	40,81	41,16	42,14	41,31	41,39
FeO <sub>общ.</sub>	5,89	8,47	7,92	4,15	8,16	6,60
MnO	He обн.	0,09	0,06	He обн.	0,08	0,03
MgO	51,97	50,29	49,85	53,01	49,78	51,01
NiO	0,33	0,16	0,05	0,41	0,32	0,20

35	36	37	38	39	40	41	42
41,09	41,06	41,40	41,63	40,56	40,30	40,52	41,10
8,85	8,94	8,51	8,31	7,38	6,81	4,90	4,42
0,22	0,21	0,19	0,20	0,23	0,31	0,98	0,38
50,09	49,83	50,45	50,13	50,02	50,49	51,80	52,50
0,36	0,36	0,38	0,39	0,55	0,26	0,22	0,45
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
100,61	100,40	100,93	100,66	98,74	98,17	98,42	98,85
9,00	9,12	8,62	8,53	7,67	7,05	5,03	4,48

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,998	0,999	1,000	1,006	0,998	0,995	0,992	0,997
0,179	0,181	0,171	0,169	0,152	0,141	0,100	0,093
0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,021	0,009
1,813	1,808	1,816	1,808	1,835	1,857	1,891	1,899
0,007	0,007	0,007	0,007	0,012	0,006	0,004	0,009
-	-	-	-	-	-	-	-

50	51	52	53	54	55	56	57
41,60	41,69	42,00	41,82	41,18	42,68	41,76	41,41
6,60	6,33	5,90	8,15	7,60	3,43	5,15	7,50
0,04	0,05	0,07	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08
51,44	52,24	52,70	50,56	49,94	54,02	52,40	51,26
0,42	0,38	0,30	0,23	0,24	0,17	0,23	0,36
Не обн.							
"	"	"	-	-	-	-	"
"	"	"	-	-	-	-	"
100,10	100,69	100,97	100,76	98,96	100,30	99,54	100,61
6,73	6,36	5,90	8,29	7,87	3,44	5,23	7,56

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,004	0,999	1,001	1,008	1,008	1,011	1,006	0,999
0,133	0,127	0,118	0,164	0,156	0,068	0,104	0,151
-	0,001	0,001	-	-	-	-	0,002
1,851	1,866	1,873	1,816	1,823	1,907	1,880	1,843
0,007	0,007	0,006	0,004	0,005	0,003	0,004	0,007
-	-	-	-	-	-	-	-

64	65	66	67	68	69	70	71
42,30	40,51	41,98	40,86	40,25	41,13	41,13	40,23
2,50	8,10	6,50	10,09	8,70	8,65	8,23	9,28
0,15	0,06	0,06	0,13	0,07	0,10	0,08	0,18
55,20	50,34	51,52	48,66	49,89	50,13	50,17	48,51
0,12	0,38	0,34	0,20	0,07	0,32	0,34	0,37

## Продолжение табл. I

Окисел	58	59	60	61	62	63
CaO	He обн.					
Na <sub>2</sub> O	"	"	"	"	"	-
K <sub>2</sub> O	"	"	"	"	"	-
Σ	100,07	99,82	99,04	99,71	99,65	99,23
f, мол.%	5,98	8,64	8,18	4,23	8,45	6,77

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,007	0,996	1,008	1,009	1,007	1,006
Fe <sub>общ.</sub>	0,118	0,173	0,162	0,083	0,167	0,134
Mn	-	0,001	0,001	-	0,001	0,001
Mg	1,862	1,831	1,820	1,891	1,811	1,848
Ni	0,006	0,003	0,001	0,007	0,006	0,004
Ca	-	-	-	-	-	-

## Продолжение табл. I

Окисел	72	73	74	75	76	77
SiO <sub>2</sub>	40,73	40,67	40,37	40,20	40,54	40,34
FeO <sub>общ.</sub>	9,21	9,33	9,54	9,46	9,41	9,52
MnO	0,17	0,18	0,18	0,21	0,20	0,20
MgO	48,91	48,71	48,38	48,47	48,47	48,59
NiO	0,37	0,35	0,42	0,34	0,38	0,38
CaO	He обн.					
Na <sub>2</sub> O	"	"	"	"	"	"
K <sub>2</sub> O	"	"	"	"	"	"
Σ	99,39	99,24	98,89	98,68	99,00	99,03
f, мол.%	9,6	9,7	10,0	9,9	9,8	9,9

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe <sub>общ.</sub>	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20
Mn	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Mg	1,80	1,79	1,79	1,79	1,79	1,79
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	-	-	-	-	-	-

## Продолжение табл. I

Окисел	86	87	88	89	90	91
SiO <sub>2</sub>	41,61	41,54	41,64	41,34	41,09	41,43
FeO <sub>общ.</sub>	9,65	6,36	6,29	8,83	9,34	9,87
MnO	0,12	He обн.	0,07	0,13	He обн.	0,20
MgO	49,25	52,04	51,84	49,51	49,49	48,82
NiO	0,31	0,33	0,32	0,30	-	0,34
CaO	0,02	0,03	He обн.	0,01	0,02	He обн.
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
Σ	100,96	100,30	100,16	100,12	99,94	100,66
f, мол. %	9,9	6,4	6,4	9,1	9,6	10,2

64	65	66	67	68	69	70	71
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,10	0,03	0,02	Не обн.
"	"	"	-	-	-	-	-
"	"	"	-	-	-	-	-
100,27	99,39	100,40	99,96	99,08	100,36	99,97	98,57
2,49	8,30	6,58	10,5	8,9	8,8	8,5	9,7

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,000	0,993	1,009	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00
0,050	0,166	0,130	0,21	0,18	0,18	0,17	0,19
0,003	0,001	0,001	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
1,945	1,839	1,844	1,78	1,83	1,82	1,82	1,80
0,002	0,007	0,006	Сл.	Сл.	0,01	0,01	0,01
-	-	-	"	"	Сл.	Сл.	Сл.

78	79	80	81	82	83	84	85
40,98	41,16	41,12	40,31	40,39	43,09	42,42	41,56
9,98	9,51	10,06	9,89	10,01	9,11	10,06	8,86
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,19	Не обн.	0,13	Не обн.	0,11
49,28	48,98	48,77	49,06	48,23	47,04	48,02	49,32
0,34	0,36	0,39	0,36	0,37	0,34	0,37	0,34
Не обн.	0,02						
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
100,58	100,01	100,34	99,81	99,00	99,71	100,87	100,21
10,2	9,8	10,4	10,2	10,4	9,8	10,5	9,1

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,00	1,01	1,01	0,99	1,00	1,05	1,03	1,022
0,20	0,19	0,21	0,20	0,21	0,19	0,20	0,18
-	-	-	Сл.	-	Сл.	-	0,001
1,79	1,79	1,78	1,80	1,78	1,71	1,73	1,789
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,006
-	-	-	-	-	-	-	0,001

92	93	94	95	96	97	98	99
41,04	41,05	41,00	41,44	41,09	40,51	40,89	41,67
9,45	9,77	9,37	9,48	8,88	10,22	8,87	8,50
0,11	0,11	0,07	0,16	0,08	0,23	0,14	0,16
49,37	49,47	49,81	49,19	49,86	48,84	49,58	50,22
0,29	0,29	0,31	0,30	0,37	0,38	0,31	0,29
0,02	0,03	0,02	0,03	Не обн.	Не обн.	0,06	0,02
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
100,28	100,72	100,58	100,60	100,28	100,18	99,85	100,86
9,7	10,0	9,5	9,8	9,1	10,5	9,2	8,7

## Продолжение табл. I

Окисел	86	87	88	89	90	91
Количество ионов в пересчете на 4(O)						
Si	1,008	0,999	1,003	1,007	1,003	1,009
Fe <sub>общ.</sub>	0,197	0,128	0,127	0,180	0,191	0,200
Mn	0,002	-	0,001	0,003	-	0,004
Mg	1,779	1,867	1,860	1,797	1,802	1,770
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	-	0,007
Ca	0,001	0,001	-	Сл.	0,001	-

## Продолжение табл. I

Окисел	100	101	102	103	104	105
SiO <sub>2</sub>	41,29	41,78	41,24	41,32	41,37	41,53
FeO <sub>общ.</sub>	8,99	8,66	8,85	8,57	8,80	8,75
MnO	0,07	0,14	0,14	0,12	0,16	0,08
MgO	50,01	49,69	49,82	49,86	49,67	49,85
NiO	0,29	0,28	0,30	0,29	0,29	0,30
CaO	0,03	0,04	0,08	0,04	0,04	0,08
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
Σ	100,68	100,59	100,43	100,20	100,33	100,59

f, мол.% 9,2 8,9 9,1 8,8 9,0 8,9

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,001	1,011	1,002	1,005	1,005	1,007
Fe <sub>общ.</sub>	0,182	0,176	0,180	0,174	0,178	0,176
Mn	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
Mg	1,807	1,792	1,805	1,807	1,801	1,801
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Ca	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002

## Продолжение табл. I

Окисел	114	115	116	117	118	119	120
SiO <sub>2</sub>	41,33	41,49	41,55	40,50	40,64	41,72	42,13
FeO <sub>общ.</sub>	9,97	7,76	8,44	7,66	9,16	7,57	5,36
MnO	0,19	0,12	0,13	0,04	He обн.	0,07	-
MgO	48,47	50,73	50,40	50,77	49,60	50,58	53,06
NiO	0,33	0,20	0,21	0,19	-	0,22	0,24
CaO	He обн.	0,01	0,05	0,03	He обн.	0,02	0,01
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,29	100,31	100,78	99,19	99,40	100,18	100,80

f, мол.% 10,4 7,9 8,6 7,9 9,4 7,8 5,4

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,010	1,004	1,003	0,992	0,998	1,009	1,003
Fe <sub>общ.</sub>	0,204	0,157	0,170	0,157	0,189	0,153	0,107
Mn	0,004	0,002	0,003	0,001	-	0,001	-
Mg	1,765	1,829	1,815	1,852	1,815	1,823	1,882
Ni	0,007	0,004	0,004	0,004	-	0,004	0,005
Ca	-	Сл.	0,001	0,001	-	0,001	-

92	93	94	95	96	97	98	99
Количество ионов в пересчете на 4(0)							
1,002	0,999	0,998	1,008	1,000	0,995	1,000	1,007
0,192	0,199	0,190	0,193	0,181	0,210	0,182	0,172
0,001	0,002	0,001	0,003	0,002	0,005	0,003	0,003
1,796	1,795	1,807	1,782	1,809	1,788	1,807	1,810
0,006	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006
0,001	0,001	0,001	0,001	-	-	0,002	0,001

106	107	108	109	110	111	112	113
41,68	41,48	40,68	40,76	40,77	40,11	40,61	40,81
8,30	8,79	8,53	9,56	9,20	9,46	9,78	8,34
0,08	0,07	0,07	0,09	0,08	0,10	0,09	0,17
49,36	49,34	49,16	49,70	49,94	49,50	48,74	49,13
0,30	0,34	0,33	0,30	0,24	0,22	0,32	0,34
0,08	0,03	0,02	0,02	0,03	He обн.	0,02	0,04
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
99,80	100,05	98,79	100,43	100,26	99,39	99,56	98,83

8,7      9,1      8,9      9,7      9,4      9,7      10,1      8,7

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,015	1,011	1,004	0,994	0,995	0,989	1,001	1,006
0,170	0,179	0,176	0,195	0,188	0,196	0,201	0,172
0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,004
1,790	1,791	1,807	1,808	1,816	1,821	1,790	1,805
0,006	0,007	0,007	0,006	0,004	0,004	0,006	0,007
0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	-	0,001	0,002

121	122	123	124	125	126	127	128
41,55	41,28	41,51	40,14	38,93	40,44	40,79	40,44
5,46	6,79	7,65	10,85	8,09	9,35	10,36	9,39
-	-	-	-	-	-	-	0,19
53,98	52,58	51,28	49,20	51,14	50,64	49,29	48,58
0,25	0,29	0,29	0,31	0,31	0,22	0,16	0,37
-	0,01	-	0,02	0,01	0,05	0,01	He обн.
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
101,24	100,95	100,73	100,52	98,48	100,70	100,61	98,97

5,4      6,8      7,8      11,0      8,2      9,4      10,5      9,8

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,988	0,990	1,000	0,985	0,967	0,984	0,996	1,001
0,108	0,137	0,155	0,223	0,169	0,190	0,211	0,195
-	-	-	-	-	-	-	0,004
1,911	1,878	1,840	1,800	1,892	1,836	1,794	1,792
0,005	0,006	0,006	0,006	-	0,001	-	0,007
-	-	-	0,001	0,006	0,004	0,003	-

Окисел	129	130	131	132	133	134	135
SiO <sub>2</sub>	41,09	41,42	40,69	41,15	40,86	40,86	40,56
FeO <sub>общ.</sub>	9,85	8,70	8,62	8,69	8,44	8,76	8,52
MnO	He обн.	0,12	-	-	-	-	-
MgO	49,01	49,78	50,20	50,24	50,35	50,15	50,77
NiO	0,36	0,29	-	-	-	-	-
CaO	He обн.	0,05	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,31	100,36	99,51	100,08	99,65	99,77	99,85
f, мол.%	10,1	8,9	8,8	8,9	8,6	8,9	8,6

## Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,004	1,006	0,996	1,001	0,998	0,998	0,990
Fe <sub>общ.</sub>	0,201	0,177	0,176	0,177	0,172	0,179	0,174
Mn	-	0,001	-	-	-	-	-
Mg	1,783	1,803	1,832	1,822	1,832	1,826	1,847
Ni	0,007	0,006	-	-	-	-	-
Ca	-	0,001	-	-	-	-	-

Примечание. В анализах 1-28 TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не обнаружены (за исключением ан. 10 (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,01) и ан. 12 (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,08)). В остальных анализах перечисленные окислы не определялись.

**I. Тува.** Массив Агардаг (№ 1 - 10). Оливин: 1 (обр. 21) - мелкозернистый (гранулированный) из сильно серпентинизированного дунита; 2(203) - зеленый (гранулированный) из серпентинизированного и слабо карбонатизированного дунита; 3 (203) - то же, белый; 4 (206) - белый из серпентинизированного, оталькованного и слабо карбонатизированного дунита; 5(216) - зеленый из дунита с такситовой текстурой; 6(219б) - зеленый из серпентинизированного дунита; 7(220) - зеленый из серпентинизированного и слабо карбонатизированного дунита; 8(220б) - зеленый из серпентинизированного дунита; 9(452-2) - зеленый из серпентинизированного, оталькованного и карбонатизированного дунита; 10(452-2) - другое зерно из того же образца. Тарлашкинская группа массивов (№ 11 - 24): 11-13(68), 14, 15 (68а), 16, 17(71), 18(73), 19(334) - разные зерна оливина из дунита Тарлашкинского массива; 20(75) - дунит энстатитсодержащий из Правотарлашкинского массива; 21-23(77б) - разные зерна оливина из дунита Правотарлашкинского массива; 24(340-5) - дунит из Левотарлашкинского массива. Сольджерский массив (№ 25 - 28): 25, 26(56а) - разные зерна оливина из гарцбургита; 27, 28(57а) - разные зерна оливина из дунита.

**II. Горный Алтай.** Массив Чаган-Узун (№ 29 - 38). Оливин: 29(501-1) - мелкий бесцветный из слабо серпентинизированного, хлоритизированного, оталькованного и амфиболитизированного гарцбургита; 30(501-2) - мелкий бесцветный из серпентинизированного, амфиболитизированного, хлоритизированного и слабо оталькованного гарцбургита (степень серпентинизации значительно выше, чем в предыдущем образце); 31(502-2) - мелкий бесцветный из слабо серпентинизированного и амфиболитизированного гарцбургита с единичными зернами моноклинного пироксена; 32(502-2) - мелкий молочно-белый; 33(503) - среднезернистый бесцветный из слабо серпентинизированного и амфиболитизированного энстатитсодержащего дунита; 34(503) - крупный зеленый; 35(606) - крупный молочно-белый из слабо серпентинизированного и амфиболитизированного энстатитсодержащего дунита; 36(606) - мелкий бесцветный; 37(613) - крупный молочно-белый из слабо серпентинизированного, амфиболитизированного и хлоритизированного энстатитсодержащего дунита; 38(613) - крупный зеленый.

136	137	138	139	140	141	142	143
40,50	40,77	40,37	40,32	40,05	39,99	39,48	40,04
8,40	8,57	11,29	11,34	11,72	10,97	10,96	11,26
-	-	-	-	-	-	-	-
50,74	50,41	47,29	47,48	47,09	47,40	48,67	47,59
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
99,64	99,75	98,95	99,14	98,86	98,36	99,11	98,89
8,5	8,8	11,8	11,8	12,2	11,5	11,3	11,7

Количество ионов в пересчете на 4(O)

0,990	0,995	1,005	1,002	1,001	1,001	0,983	0,998
0,172	0,176	0,235	0,236	0,245	0,230	0,228	0,235
-	-	-	-	-	-	-	-
1,849	1,834	1,755	1,760	1,754	1,769	1,806	1,769
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-

III Кузнецкий Алатау, Массив г. Кончик (№ 39 - 46). Оливин: 39(1002) - крупные неправильной формы зерна из слабо серпентинизированного гарцбургита, местами незначительно оталькованного и хлоритизированного; 40(1006) - крупный прозрачный из сильно серпентинизированного и карбонатизированного, а также незначительно оталькованного и хлоритизированного оливинита; 41(1007) - прозрачные различной крупности зерна из оливинизированного антигоритового серпентинита; 42(1008a) - прозрачный из антигоритизированного неравномерно-зернистого оливинита; 43(1500-4) - крупный прозрачный из очень свежего незначительно оталькованного оливинита; 44(1500-8) - крупный зеленоватый прозрачный из слабо оталькованного и серпентинизированного гарцбургита; 45(1500-9) - различной крупности прозрачные зерна из слабо серпентинизированного и оталькованного энстатитсодержащего оливинита; 46(1501-5) - крупный неправильной формы из тремолитизированного гарцбургита.

Массив горы Зеленой (№ 47 - 52 - гора Зубчатая; № 53-60 - горы Зеленая и Белая; № 61-66 - гора Северная). Оливин: 47(288) - крупный (1-3 мм) прозрачный с зеленым оттенком субизометричной формы, часто с псевдодвойниками, отобранный из разнозернистого дунита, рассеченного тонкими пеглями lizardита и более поздними параллельными жилками антигорита; встречаются участки грануляции, сложенные изометричными мелкими зернами прозрачного оливина; 48(288) - мелкий прозрачный из участка грануляции; 49(756) - мелкий (доли миллиметра) прозрачный из оливинита слабо серпентинизированного и оталькованного; 50(794) - крупные субизометричные зерна зеленого цвета из неравномерно серпентинизированного разнозернистого дунита (участок наибольшей серпентинизации); 51(794) - мелкие чечевицеобразные зерна из участка с характерной мостовидной структурой, не затронутого серпентинизацией; 52(803) - прозрачный, часто с ясной спайностью, из разнозернистого слабо серпентинизированного оливинита; 53(205) - изометричные мелкие прозрачные зерна из свежего оливинита; 54(244a) - бесцветный из разнозернистого слабо серпентинизированного оливинита; 55, 56(7006) - удлиненные прозрачные зерна из разных участков оливинита с хорошо выраженной спайностью; 57(717) - прозрачный крупный (до 1 мм) из серпентинизированного дунита с петельчатой микроструктурой; 58(709) - прозрачный крупный (до 2 мм) неправильной формы из слабо серпентинизированного оливинита; 59(710a) - крупный (до 2 мм) неправильной формы, часто со спайностью, из слабо антигоритизированного оливинита; 60(7466) - крупные призматические зерна из оталькованного штаухита; 61(317) - мелкий (доли миллиметра) из серпентинизированного, амфиболлизированного и карбонатизированного

ного оливинита; 62(781) – прозрачный с серым оттенком с хорошо выраженной спайностью из серпентинизированного и графитизированного разнозернистого оливинита; 63(821) – крупные неправильной формы зерна из слабо серпентинизированного оливинита; 64(826) – неправильной формы крупный (1–2 мм) из серпентинизированного и хлоритизированного оливинита; 65(838) – субизометричные крупные (1–2 мм) зерна из серпентинизированного и оталькованного дунита; 66(838 г) – крупные (до 2–3 мм) трещиноватые зерна зеленовато-серого цвета из серпентинизированного, карбонатизированного и оталькованного дунита. Среднетерсинский массив (№ 67 – 143). Оливин: 67(56/82) – мелкий (не более 0,4–0,5 мм), трещиноватый из серпентинизированного верлита с участками хлоритизации; 68(67/82) – прозрачный различной крупности, но в основном мелкий гранулированный из серпентинизированного дунита с микрожилками хризотил-асбеста; 69(80/82) – разнозернистый из серпентинизированного неравномерно-зернистого дунита с участками грануляции; 70(120/82) – изометричные мелкие зерна из серпентинизированного и карбонатизированного неравномерно-зернистого дунита; 71 – 77(1008/82) – данные точечного профилирования по шестоватым зернам вкрест простирания их удлинения в образце штабахита; 78 – 80(1008/82) – данные точечного профилирования в одном зерне того же образца перпендикулярно удлинению; 81(1008/82) – другое удлиненное зерно на контакте с антигоритом; 82–84(1008/82) – изометричные разной крупности зерна из участка интенсивного дробления (образец тот же); 85(1028/82) – со спайностью из очень слабо серпентинизированного (5–10%), незначительно хлоритизированного и карбонатизированного оливинита. Скв. 1 (№ 86–109): 86(501/1) – мелкий прозрачный с различной формой зерен из слабо антигоритизированного и хлоритизированного дунита; 87(501/3) – мелкий прозрачный с неправильной формой зерен из серпентинизированного оливинита; 88(501/4) – мелкий прозрачный из слабо серпентинизированного оливинита с жилками брусита; 89(501/11) – мелкие часто неправильной формы зерна из серпентинизированного и карбонатизированного дунита; 90(501/26) – крупный (до 1 мм) прозрачный из слабо серпентинизированного оливинита с жилками брусита; 91(501/32) – изометричные разных размеров зерна из серпентинизированного оливинита с жилками брусита; 92(501/32) – изометричные разных размеров зерна из серпентинизированного оливинита с жилками брусита; 92(501/39) – мелкий прозрачный из свежего оливинита; 93(501/41) – крупные неправильной формы трещиноватые зерна из оливинита очень слабо серпентинизированного и карбонатизированного; 94, 95(501/43) – разные зерна из очень слабо серпентинизированного оливинита;

Таблица II

Химический состав оливинов из гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41,36	41,80	41,21	41,99	40,66	42,88
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-
FeO <sub>общ.</sub>	9,79	10,79	11,97	8,77	13,35	8,31
MnO	0,12	0,13	0,15	0,08	0,11	0,12
MgO	49,30	47,96	45,60	49,36	44,69	46,98
NiO	-	-	-	-	-	-
CaO	He обн.	He обн.	0,06	He обн.	0,02	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
Σ	100,57	100,69	98,99	100,20	98,83	98,30
f, мол.%	10,0	11,2	12,9	9,1	14,4	9,0

96(501/45) — очень мелкий (доли миллиметра) из серпентинизированного и слабо карбонатизированного оливинита; 97(501/49) — неправильной формы мелкий с участка интенсивного дробления из серпентинизированного штурбахита; 98 — 106(501/50) — разные по габитусу и цвету зерна из слабо серпентинизированного разнoзернистого дунита; 107(501/52) — крупный дымчатый из слабо серпентинизированного разнoзернистого оливинита; 108(501/52) — мелкий прозрачный из того же образца; 109(501/54) — крупный прозрачный неправильной формы из слабо серпентинизированного оливинита. Скв. 2(№ 110-114): 110(502/9) — крупные субизометричные зерна из слабо антигоритизированного оливинита; 111(502/12) — мелкие (доли миллиметра) изометричные зерна из серпентинизированного оливинита; 112(502/27) — мелкий с субизометричной формой зерен из слабо серпентинизированного оливинита; 113(502/40) — мелкие зерна неправильной формы, часто трещиноватые из сильно катаклазированного штурбахита, местами незначительно карбонатизированного; 114(502/58) — зерна неправильной формы, часто трещиноватые, из интенсивно катаклазированного неравномерно-зернистого штурбахита, незначительно карбонатизированного и графитизированного. Скв. 3(№ 115-119): 115, 116(503/2) — разные по габитусу реликтовые зерна из антигоритового серпентинита; 117(503/13) — мелкий прозрачный с желтоватым оттенком из серпентинизированного и слабо карбонатизированного энстатитсодержащего дунита; 118(503/28) — мелкий с изометричной формой зерен из серпентинизированного и слабо карбонатизированного оливинита; 119(503/42) — мелкий с субизометричной формой зерен из катаклазированного, слабо серпентинизированного оливинита с графитом и карбонатом;

120-127 — данные А.И. Гончаренко и др. /Офиолитовые ассоциации..., 1982/. 128(1008/82) — среднее из 7 анализов (71-77); 129(1008/82) — среднее из 3 анализов (78-80); 130(501/50) — среднее из 9 анализов (98-106). Частичные анализы по Среднетерсинскому массиву: 131-136 (501/50) — профиль по зерну оливина из слабо серпентинизированного разнoзернистого дунита; 137(501/50) — среднее из 6 анализов (131-136); 138-142 (52/82) — профиль по крупному прозрачному зерну оливина, рассеченному петлями серпентина, из неравномерно-зернистого оливинита с петельчатой микроструктурой; 143(52/82) — среднее из 5 анализов (138-142).

Съемка проводилась на микрозондах IXA-5A, Самевах оператором О.С. Хмельниковой. Здесь и в других таблицах в скобках около порядковых номеров анализов указаны авторские номера образцов. Прочерки указывают, что данный компонент не определялся.

7	8	9	10	11	12	13	14
41,60	41,20	41,30	41,30	41,10	41,60	42,00	41,80
0,06	-	-	-	-	0,10	-	-
-	-	-	-	-	Не обн.	0,03	0,04
-	-	-	-	-	-	Не обн.	Не обн.
5,20	5,07	4,90	4,60	5,03	8,16	8,26	8,22
0,12	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	0,14	0,17
54,00	53,40	54,00	54,30	54,00	51,90	50,90	51,60
-	-	-	-	-	-	-	-
0,01	0,03	Не обн.	0,02	0,07	Не обн.	0,04	0,01
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
100,99	99,70	100,20	100,22	100,20	101,84	101,37	101,84
5,1	5,1	4,8	4,5	5,0	8,1	8,4	8,2

Продолжение табл. II

Окисел	1	2	3	4	5	6
Количество ионов в пересчете на 4(0)						
Si	1,006	1,018	1,027	1,018	1,029	1,053
Cr	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,199	0,220	0,249	0,178	0,282	0,171
Mn	0,002	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001
Mg	1,787	1,741	1,693	1,784	1,689	1,720
Ni	-	-	-	-	-	-
Ca.	-	-	0,002	-	-	-

Окисел	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	41,80	42,40	38,77	39,49	41,30	41,80
TiO <sub>2</sub>	He обн.	He обн.	-	-	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	0,02	-	-	He обн.	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	He обн.	-	-	"	He обн.
FeO <sub>общ.</sub>	7,88	5,16	18,99	15,07	4,96	8,13
MnO	0,13	He обн.	-	-	0,02	0,13
MgO	51,80	54,10	40,72	44 81	53,94	51,55
NiO	-	-	0,18	0,12	-	-
CaO	0,03	0,02	-	-	0,03	0,02
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-
$\Sigma$	101,04	101,70	98,66	99,49	100,26	101,67
f, мол.%	7,9	5,1	20,7	15,9	4,9	8,1

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,998	0,999	1,006	0,997	0,988	0,999
Cr	-	Al сл.	-	-	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,158	0,102	0,412	0,318	0,099	0,162
Mn	0,003	-	-	-	сл.	0,003
Mg	1,843	1,900	1,576	1,687	1,924	1,837
Ni	-	-	0,004	0,002	-	-
Ca.	сл.	сл.	-	-	0,001	сл.

Примечание. 1-4(обр. 28, 57а, 18, 20) - оливины из дунитов Усть-Бельского гипербазитового массива; 5(753-3) - оливины из пироксенита Сейнаевского массива; 6(1033а) - оливины из дунита Гальмозанского массива; 7 - 11(309) - профиль микрозондирования в различных зернах оливина из дунита с вкрапленником хромита (массив горы 1064 м); 12 - 16(309г) - профиль микрозондирования в различных зернах оливина из дунита на контакте с хромитовой жилой (массив горы 1064 м); 17(115-9а) - оливин из плагиоклазосодержащего дунита с единичными зернами ромбического пироксеина (мыс Валжген); 18(115-7а) - оливин из

7	8	9	10	11	12	13	14
Количество ионов в пересчете на 4(0)							
0,989	0,992	0,988	0,987	0,985	0,993	1,006	0,998
-	-	-	-	-	-	-	-
0,103	0,103	0,098	0,092	0,101	0,164	0,166	0,163
0,001	-	-	-	-	0,001	0,003	0,004
1,914	1,914	1,926	1,935	1,927	1,846	1,817	1,836
-	-	-	-	-	-	-	-
-	Сл.	-	Сл.	0,003	-	0,001	Сл.

21	22	23	24	25	26
41,76	39,84	39,79	40,98	41,00	40,38
Не обн.	Не обн.	-	-	-	-
Сл.	"	-	-	-	-
Не обн.	0,01	0,09	-	-	-
10,42	15,37	13,25	12,40	10,50	10,47
Не обн.	0,12	0,09	-	-	-
50,13	45,47	46,25	46,32	49,20	48,45
-	-	0,10	0,17	0,15	0,15
Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	0,01	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
102,31	100,85	99,57	99,87	100,86	99,45
10,4	16,0	13,9	13,1	10,7	10,8

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,000	0,993	0,995	1,015	0,999	0,999
-	Сл.	0,002	-	-	-
0,202	0,320	0,278	0,258	0,214	0,216
-	0,002	0,001	-	-	-
1,790	1,689	1,724	1,709	1,786	1,786
-	-	0,001	0,003	0,003	0,003
-	0,001	-	-	-	-

диопсидита (мыс Валижген); 19(309) - среднее из 5 анализов; 20(309г) - среднее из 4 анализов; 21(47а) - оливин из троктолита Усть-Бельского массива; 22, 23(633, 858) - оливин из оливинового габбро Куюльского гипербазитового массива; 24 - 26(30, 115-7, 115-76) - оливины из троктолитов (мыс Валижген). В скобках приведены авторские номера образцов. Съемка проводилась на микрозондах IХА-5А и MS-46, операторы Ю.Г. Лаврентьев, Л.Н. Поспелова, В.Н. Королук и О.С. Хмельникова.

Таблица III

Химический состав оливинов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	40,0	41,7	40,4	41,1	41,5	40,9	41,5
FeO	8,88	8,88	9,01	8,11	7,33	7,98	7,72
MgO	50,9	51,2	50,4	51,2	52,6	51,9	51,6
Σ	99,78	101,78	99,81	100,41	101,43	100,78	100,82
f, мол.%	8,9	8,9	9,1	8,2	7,25	7,9	7,7

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,980	0,998	0,988	0,994	0,991	0,987	0,998
Fe	0,182	0,178	0,184	0,164	0,146	0,161	0,154
Mg	1,857	1,826	1,839	1,847	1,872	1,865	1,865

Примечание. 1(7959-1) - дунит; 2(7959-2), 3(7959-3) - дунит с вкрапленностью сульфидов; 4(7966-1) - гарцбургит; 5(7966-2) - гарцбургит, обедненный энстатитом; 6(7981-1), 7(7981-3), 8(7984-1), 9(7984-3) - саксонит с вторичным

Таблица IV

Состав оливинов из гипербазитовых массивов МНР /Пинус и др., 1984/

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	41,55	42,36	40,22	41,13	41,22	42,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	Не обн.				
FeO <sub>общ.</sub>	8,07	7,75	7,19	6,77	7,53	6,71
MnO	0,26	0,22	0,21	0,19	0,22	0,20
MgO	50,91	50,69	51,33	51,26	50,59	51,15
NiO	0,31	0,29	0,30	0,31	0,31	0,39
CaO	0,03	0,03	0,04	0,01	0,01	Не обн.
Σ	101,14	101,34	99,29	99,77	99,88	101,07
f, мол.%	8,2	7,9	7,3	6,9	7,7	6,8

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,001	1,014	0,985	0,998	1,002	1,018
Cr	Сл.	-	-	-	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,162	0,155	0,147	0,137	0,153	0,133
Mn	0,006	0,004	0,004	0,006	0,004	0,004
Mg	1,825	1,807	1,873	1,855	1,833	1,821
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,008
Ca	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

Продолжение табл. IV

Окисел	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	40,80	40,64	40,82	41,40	40,13	40,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.
FeO <sub>общ.</sub>	8,00	9,22	8,92	8,27	5,41	10,58
MnO	0,26	-	-	0,29	0,10	0,28
MgO	50,86	49,66	49,46	49,72	54,58	48,80
NiO	0,29	0,21	0,22	0,24	0,36	0,31

8	9	10	11	12	13	14*
41,3	41,5	41,1	40,9	41,5	40,4	41,7
7,59	7,72	8,36	7,2	7,2	7,08	8,13
51,4	52,1	52,2	53,7	52,4	53,6	50,7
100,29	101,32	101,66	101,8	101,1	101,08	100,96
7,7	7,6	8,3	7,0	7,1	6,9	8,2

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,997	0,994	0,984	0,975	0,994	0,970	1,004
0,154	0,154	0,168	0,143	0,144	0,143	0,163
1,851	1,858	1,863	1,907	1,869	1,918	1,818

энстатитом; 10(8143-2) - дунит с вторичным энстатитом; 11(8148-1), 12(8148-1), 13(8148-3), 14(8148-4) - оливинизированный гарибургит. Звездочкой отмечен анализ, где в оливине содержится 0,4% СаО.

7	8	9	10	11	12
42,12	42,14	42,33	40,92	41,49	40,60
0,05	Не обн.				
5,19	8,44	4,28	5,90	6,93	7,70
0,06	0,24	0,34	0,39	0,21	0,38
52,07	50,83	53,44	52,64	51,82	51,52
0,16	0,30	0,31	0,15	0,27	0,22
Сл.	0,04	0,01	0,03	0,06	0,03
99,65	101,99	100,71	100,03	100,78	100,45
5,3	8,5	4,3	5,9	7,0	7,7

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,013	1,006	1,006	0,988	0,998	0,985
Сл.	-	-	-	-	-
0,104	0,168	0,086	0,119	0,139	0,156
0,001	0,004	0,006	0,009	0,004	0,009
1,867	1,809	1,891	1,894	1,856	1,861
0,003	0,006	0,006	0,003	0,006	0,004
Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

19	20	21	22	23	24	25	26
39,98	41,27	41,27	40,95	41,29	41,77	41,58	40,60
Не обн.	0,01	Не обн.	0,02	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01
10,55	8,41	8,69	8,84	9,95	7,72	7,79	7,72
Не обн.	0,26	0,28	0,14	0,14	0,34	0,34	0,22
47,90	50,59	50,30	48,85	49,55	50,71	50,65	50,93
0,13	0,31	0,29	0,26	0,26	0,31	0,30	0,31

## Продолжение табл. IV

Окисел	13	14	15	16	17	18
CaO	0,03	0,03	-	0,02	0,02	0,03
$\Sigma$	100,24	99,76	99,42	99,96	100,60	100,12
f, мол.%	8,1	9,43	9,2	8,6	5,3	10,9

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,992	0,997	1,003	1,009	0,966	0,990
Cr	-	-	-	Сл.	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,162	0,189	0,183	0,169	0,109	0,219
Mn	0,006	-	-	0,005	0,002	0,006
Mg	1,842	1,816	1,811	1,807	1,958	1,794
Ni	0,006	0,004	0,004	0,005	0,008	0,006
Ca	Сл.	Сл.	-	Сл.	Сл.	Сл.

Продолжение табл. IV

Окисел	27	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	40,44	41,04	41,11	41,06	41,42	40,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-	-
FeO <sub>общ.</sub>	8,09	7,23	8,14	7,98	8,62	8,64
MnO	0,22	0,01	Не обн.	0,14	-	-
MgO	50,56	51,00	50,11	49,66	50,47	50,16
NiO	0,31	0,36	0,38	0,38	0,29	0,30
CaO	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	-	-
$\Sigma$	99,65	99,64	99,74	99,22	100,80	99,91
f, мол.%	8,3	7,4	8,4	8,3	8,8	8,8

Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,989	0,998	1,003	1,006	1,002	0,998
Cr	-	-	-	-	-	-
Fe <sub>общ.</sub>	0,166	0,147	0,166	0,164	0,175	0,177
Mn	0,004	Сл.	-	0,003	-	-
Mg	1,845	1,849	1,821	1,814	1,821	1,828
Ni	0,006	0,007	0,007	0,007	0,006	0,006
Ca	Сл.	-	-	-	-	-

Продолжение табл. IV

Окисел	41	42	43	44	45	46
SiO <sub>2</sub>	40,97	41,29	41,24	41,21	41,20	41,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	0,01	0,02	0,01	0,01
FeO <sub>общ.</sub>	9,03	9,04	8,98	8,40	9,00	9,92
MnO	0,29	0,38	0,29	0,12	0,12	0,38
MgO	50,22	49,59	49,97	50,07	49,36	49,18
NiO	0,31	0,30	0,29	0,30	0,28	0,29
CaO	0,11	0,03	0,01	0,01	0,01	0,09
$\Sigma$	100,93	100,63	100,79	100,13	99,98	101,42
f, мол.%	9,2	9,3	9,2	8,6	9,3	10,2

19	20	21	22	23	24	25	26
Не обн.	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
98,56	100,92	100,87	99,10	101,23	100,89	100,71	99,83
10,8	8,5	8,8	9,2	10,1	7,8	8,0	7,8

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,999	0,998	1,000	1,009	1,002	1,007	1,003	0,991
-	Сл.	-	Сл.	-	-	Сл.	Сл.
0,220	0,170	0,176	0,182	0,202	0,155	0,158	0,157
-	0,006	0,006	0,003	0,003	0,007	0,007	0,004
1,819	1,823	1,815	1,795	1,793	1,818	1,822	1,850
0,001	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006	0,006	0,006
-	Сл.						

33	34	35	36	37	38	39	40
40,40	40,94	41,19	40,86	39,68	40,48	40,12	40,94
-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01	0,02	0,01
8,33	9,09	8,43	8,04	16,05	14,84	14,66	12,13
-	0,03	0,03	0,01	0,43	0,38	0,26	-
50,17	49,49	50,11	50,20	44,49	45,59	44,63	46,38
0,32	0,35	0,37	0,39	0,19	0,12	0,13	0,21
-	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,04	0,04	0,03	0,03
99,22	99,90	100,13	99,50	100,89	101,46	99,85	99,70
8,5	9,3	8,7	8,3	16,9	15,4	15,7	12,6

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,001	1,002	1,002	1,000	0,994	1,001	1,006	1,009
-	-	-	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
0,171	0,185	0,172	0,165	0,337	0,306	0,308	0,250
-	0,001	0,001	Сл.	0,009	0,009	0,006	-
1,841	1,804	1,817	1,828	1,661	1,680	1,671	1,732
0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,003	0,003	0,004
-	-	-	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

47	48	49	50	51	52	53	54
39,41	41,93	41,23	40,01	40,70	40,04	40,26	40,97
0,18	0,01	Не обн.	0,01	0,01	0,01	Не обн.	0,01
12,61	9,35	9,20	14,78	10,69	13,74	14,33	11,09
1,14	0,29	0,27	0,35	0,35	0,46	0,46	0,35
44,47	49,54	49,56	45,49	48,81	46,56	45,21	48,01
0,12	0,28	0,33	0,22	0,21	0,10	0,11	0,21
0,14	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
98,07	101,44	100,62	100,89	100,80	100,94	100,40	100,67
13,7	9,6	9,4	15,4	10,9	14,2	15,1	11,5

Продолжение табл. IV

Окисел	41	42	43	44	45	46
Количество ионов в пересчете на 4(O)						
Si	0,995	1,003	1,000	1,003	1,006	1,006
Cr	-	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Fe <sub>общ.</sub>	0,184	0,184	0,182	0,170	0,183	0,201
Mn	0,006	0,009	0,006	0,002	0,002	0,009
Mg	1,816	1,796	1,807	1,816	1,796	1,773
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
Ca	0,002	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,002

Продолжение табл. IV

Окисел	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	39,82	39,13	40,85	40,24	42,57	42,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	-	-	0,07	0,03
FeO <sub>общ.</sub>	16,91	17,31	11,56	11,55	2,11	2,18
Mn	0,27	0,28	0,21	0,17	0,45	0,81
Mg	42,13	42,08	48,84	48,93	55,69	54,80
Ni	0,13	0,12	0,19	0,18	0,14	0,16
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01
Σ	99,29	98,95	101,65	101,07	101,04	100,24
f, мол.%	18,4	18,8	11,8	11,7	2,1	2,2

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,992	1,005	0,994	0,986	1,000	1,001
Cr	Сл.	Сл.	-	-	0,001	Сл.
Fe <sub>общ.</sub>	0,369	0,372	0,237	0,237	0,041	0,044
Mn	0,006	0,006	0,004	0,003	0,009	0,016
Mg	1,640	1,610	1,772	1,788	1,947	1,933
Ni	0,002	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003
Ca	-	-	-	-	Сл.	Сл.

Окончание табл. IV

Окисел	69	70	71	72	73	74
SiO <sub>2</sub>	41,45	42,15	42,17	43,07	41,11	40,91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	-	-	0,01	0,02
FeO <sub>общ.</sub>	3,28	3,04	1,98	1,79	9,74	7,42
MnO	0,27	-	-	-	0,26	0,11
MgO	53,74	54,98	56,52	55,95	49,25	51,90
NiO	0,11	0,11	0,13	0,12	0,22	0,32
CaO	0,01	-	-	-	0,03	0,02
Σ	98,88	100,28	100,80	100,93	100,62	100,70
f, мол.%	3,3	3,0	1,9	1,8	10,0	7,4

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,999	0,999	0,991	1,007	1,002	0,987
Cr	Сл.	-	-	-	Сл.	Сл.
Fe <sub>общ.</sub>	0,066	0,060	0,038	0,035	0,198	0,150
Mn	0,006	-	-	-	0,005	0,002
Mg	1,930	1,942	1,980	1,950	1,788	1,867
Ni	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006
Ca	Сл.	-	-	-	Сл.	Сл.

47	48	49	50	51	52	53	54
Количество ионов в пересчете на 4(0)							
1,006	1,010	1,002	0,996	0,995	0,992	1,004	1,004
0,003	Сл.	-	Сл.	Сл.	Сл.	-	Сл.
0,268	0,188	0,187	0,308	0,219	0,285	0,299	0,227
0,025	0,006	0,006	0,007	0,007	0,009	0,009	0,007
1,693	1,781	1,796	1,687	1,780	1,721	1,680	1,753
0,002	0,006	0,006	0,004	0,004	0,001	0,002	0,004
0,002	Сл.						

61	62	63	64	65	66	67	68
42,17	42,36	42,09	42,08	41,61	42,76	40,04	42,27
0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	Не обн.	0,02	0,06
2,28	2,28	2,23	2,10	1,66	1,34	4,04	2,75
0,92	0,98	0,79	0,57	0,26	0,18	0,61	-
55,24	54,78	55,36	55,47	55,54	55,18	54,44	55,53
0,17	0,16	0,18	0,17	0,21	0,16	0,20	0,23
0,01	0,01	Не обн.	0,01	0,01	0,04	0,04	0,06
100,85	100,64	100,72	100,44	99,33	99,66	99,39	100,90

2,3	2,3	2,2	2,1	1,6	1,3	4,0	2,7
Количество ионов в пересчете на 4(0)							
0,995	1,001	0,994	0,995	0,992	1,011	0,969	0,996
0,001	0,001	0,001	Сл.	Сл.	-	Сл.	0,001
0,045	0,045	0,044	0,041	0,033	0,026	0,082	0,054
0,018	0,020	0,016	0,011	0,006	0,004	0,010	-
1,941	1,930	1,948	1,953	1,973	1,945	1,965	1,950
0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004
Сл.	Сл.	-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,001

Примечание. № 1-19 - оливины из дунитов: 1-3 - Наранский массив; 4-6 - Эгийнгольский; 7-17 - Шишихдгольский; 18 - Их-Ходжумский; 19 - Алагульский; № 20-33 - оливины из гарцбургитов: 20, 21 - Хутульский массив; 22, 23 - Шишихдгольский; 24-26 - Наранский; 27-30 - Эгийнгольский; 31-33 - Улахидский. № 34-49 - оливины из лерполитов: 34-36 - Алагульский массив; 37-40 - Наранский; 41-43 - Эгийнгольский; 44, 45 - Шишихдгольский; 46-48 - Эрдениулинский; 49 - Дзолен. № 50-58 - оливины из верлитов: 50-54 - Шишихдгольский массив; 55, 56 - Ихэдуланский; 57, 58 - Армакгольский. № 59-72 - оливины вторичные (по Пинусу и др. /1984/) из дунитов: 59-66 - Наранский массив; 67-72 - Шишихдгольский. № 73, 74 - оливины из вебстеритов: 73 - Дзолен; 74 - Эгийнгольский массив.

Анализы выполнены на микрозонде IXA-5A, аналитик О.С. Хмельникова. Титан, алюминий и щелочи в оливинах из всех типов пород не обнаружены.

Таблица V

Состав оливинов из различных типов ультраосновных пород Сибирской платформы

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41,14	40,78	41,18	40,59	40,27	40,05	40,99
TiO <sub>2</sub>	0,06	-	0,04	-	0,06	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	He опр.	-	0,03	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,098	0,037	0,016	0,048	0,060	0,015	0,039
FeO	7,90	8,97	9,27	9,55	10,04	10,62	11,51
MnO	0,14	0,17	0,21	0,21	0,19	0,20	0,17
MgO	49,16	49,11	48,64	48,48	48,90	47,75	47,22
CaO	0,31	0,38	0,41	0,57	0,43	0,43	0,17
NiO	0,28	0,27	0,27	0,31	0,28	0,28	0,36
Σ	99,11	99,72	100,03	99,76	100,23	99,45	100,46

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,010	1,003	1,008	1,002	0,992	0,997	1,011
Ti	0,001	-	0,001	-	0,001	-	-
Al	0,001	-	-	-	0,001	-	-
Cr	0,002	0,001	-	0,001	0,001	-	0,001
Fe	0,162	0,184	0,190	0,197	0,205	0,221	0,237
Mn	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003
Mg	1,799	1,800	1,775	1,784	1,789	1,773	1,736
Ca	0,008	0,010	0,011	0,015	0,011	0,011	0,005
Ni	0,006	0,007	0,006	0,009	0,008	0,006	0,010
Σ	2,992	3,008	2,995	3,012	3,012	3,012	3,003

Fa, %	8,3	9,3	9,7	10,0	10,3	11,1	12,0
-------	-----	-----	-----	------	------	------	------

Продолжение табл. V

Оксид	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	39,50	39,20	39,98	40,75	40,41	38,89	39,39
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,06	0,06	0,04	0,02	0,04	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,01	0,02	He обн.	He обн.	He обн.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,011	0,020	0,012	0,017	0,012	0,013	0,013
FeO	15,54	15,92	16,05	16,23	16,36	16,50	16,50
MnO	0,49	0,33	0,38	0,41	0,38	0,36	0,36
MgO	43,85	44,16	43,25	42,40	43,15	42,87	42,87
CaO	0,18	0,49	0,56	0,61	0,15	0,21	0,21
NiO	0,21	0,23	0,23	0,22	0,21	0,22	0,22
Σ	99,82	100,42	100,53	100,70	100,69	99,10	99,63

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,999	0,989	1,004	1,010	1,013	0,995	1,002
Ti	-	0,001	0,001	0,001	-	0,001	0,001
Al	0,001	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,329	0,336	0,338	0,336	0,343	0,380	0,351
Mn	0,011	0,007	0,008	0,009	0,008	0,009	0,008
Mg	1,653	1,661	1,662	1,606	1,612	1,607	1,626
Ca	0,004	0,013	0,015	0,015	0,004	0,011	0,006
Ni	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Σ	3,001	3,011	3,033	2,982	2,985	3,008	2,999

Fa, %	16,6	16,8	16,9	17,3	17,5	19,1	17,8
-------	------	------	------	------	------	------	------

/Васильев, 1984/

8	9	10	11	12	13	14
40,50	39,18	39,72	40,11	40,00	40,54	40,58
-	-	-	-	-	0,04	0,04
-	-	-	-	-	Не обн.	Не обн.
0,036	0,017	0,023	0,035	0,018	0,014	0,013
11,94	12,81	12,98	13,67	13,61	14,93	15,00
0,18	0,20	0,21	0,19	0,21	0,32	0,35
46,73	46,24	45,78	45,00	45,74	44,07	44,50
0,59	0,44	0,42	0,48	0,42	0,21	0,22
0,22	0,25	0,26	0,25	0,20	0,20	0,22
100,20	99,14	99,40	99,74	100,20	100,32	100,92

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,005	0,991	0,999	1,008	1,000	1,015	1,010
-	-	-	-	-	0,001	0,001
-	-	-	-	-	-	-
0,001	-	-	-	-	-	-
0,248	0,260	0,273	0,287	0,285	0,312	0,312
0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,007	0,007
1,727	1,752	1,717	1,685	1,705	1,644	1,650
0,016	0,014	0,011	0,013	0,011	0,006	0,006
0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,004	0,005
3,005	3,026	3,010	3,002	3,009	2,989	2,991
12,6	12,9	13,7	14,6	14,3	16,0	15,9

22	23	24	25	26	27	28
40,01	39,44	39,78	41,05	41,02	39,88	39,66
0,04	0,07	0,07	-	-	-	-
Не обн.	0,01	0,02	-	-	-	-
-	0,012	0,017	0,031	-	0,023	0,012
16,78	17,41	17,60	8,68	10,08	10,98	12,08
0,46	0,52	0,38	0,24	0,13	0,21	0,33
42,60	42,62	41,85	49,49	48,37	48,15	47,01
0,17	0,46	0,51	0,47	-	0,52	0,44
0,22	0,20	0,21	0,25	0,24	0,24	0,18
100,28	100,74	100,24	100,21	99,84	100,00	99,71

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,011	0,998	1,009	1,004	1,008	0,989	0,992
0,001	0,001	0,001	-	-	-	-
-	-	0,001	-	-	-	-
-	-	-	0,001	-	-	-
0,335	0,368	0,373	0,177	0,211	0,228	0,253
0,010	0,011	0,008	0,005	0,003	0,005	0,007
1,605	1,607	1,582	1,803	1,772	1,780	1,752
0,005	0,013	0,013	0,012	-	0,014	0,012
0,005	0,004	0,005	0,006	0,005	0,006	0,004
2,972	3,002	2,992	3,008	2,989	3,022	3,020

17,3	18,6	19,1	8,9	10,6	11,4	12,6
------	------	------	-----	------	------	------

## Продолжение табл. V

Оксид	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	41,03	39,39	40,70	40,19	41,23	40,54	40,23
TiO <sub>2</sub>	He обн.	0,07	-	He обн.	0,04	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	-	-	0,04	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0,070	0,094	0,097
FeO	12,55	16,43	17,16	17,73	6,82	7,42	7,52
MnO	0,17	0,36	-	0,24	0,11	0,15	0,14
MgO	46,07	41,80	40,88	42,05	49,75	50,65	50,39
CaO	0,52	0,48	0,31	0,24	0,31	0,54	0,34
NiO	-	0,19	0,25	0,29	0,30	0,27	0,24
Σ	100,47	98,75	99,30	100,65	98,66	99,69	98,99

## Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,001	1,021	1,003	1,001	1,010	0,993	0,992
Ti	-	0,001	-	-	0,001	-	-
Al	0,001	0,001	-	-	0,001	-	-
Cr	-	-	-	-	0,002	0,002	0,003
Fe	0,259	0,356	0,365	0,372	0,141	0,152	0,155
Mn	0,004	0,008	-	0,004	0,002	0,004	0,003
Mg	1,696	1,574	1,551	1,580	1,828	1,849	1,852
Ca	0,012	0,013	0,008	0,006	0,008	0,014	0,009
Ni	0,000	0,005	0,006	0,004	0,006	0,005	0,006
Σ	2,973	2,979	2,933	2,967	2,999	3,019	3,020
Pa, %	13,2	18,5	19,1	19,1	7,1	7,6	7,7

## Продолжение табл. V

Оксид	43	44	45	46	47	48	49
SiO <sub>2</sub>	40,67	41,07	41,32	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	0,00	0,01	0,00	0,00
FeO	8,62	9,98	12,82	8,80	8,90	8,66	8,48
MnO	-	-	-	0,20	0,18	0,19	0,19
MgO	49,50	48,67	46,07	48,94	48,57	47,86	48,04
CaO	0,52	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,31
NiO	0,18	0,13	0,11	0,12	0,13	0,13	0,12
Σ	99,61	100,24	100,72	-	-	-	-

## Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,999	1,005	1,017	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,177	0,204	0,264	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Mg	1,812	1,775	1,691	-	-	-	-
Ca	0,014	0,011	0,011	-	-	-	-
Ni	0,003	0,002	0,002	-	-	-	-
Σ	3,004	2,997	2,985	-	-	-	-
Pa, %	-	-	-	9,1	9,2	9,0	8,7

36	37	38	39	40	41	42
41,00	41,39	40,32	40,45	40,21	40,83	40,74
Не обн.	-	0,06	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	0,094	0,111	-	-
7,96	8,11	8,78	8,90	9,88	7,32	8,15
0,11	-	0,13	0,16	0,12	-	-
49,78	51,22	48,99	49,50	48,67	50,67	49,72
-	-	-	0,55	0,57	0,57	0,47
0,24	-	0,21	0,31	0,32	0,10	0,10
99,13	100,72	98,49	99,69	99,88	99,60	99,18
Количество ионов в пересчете на 4(0)						
1,006	0,998	1,001	0,994	0,997	0,996	1,000
0,001	-	0,001	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	0,003	0,003	-	-
0,163	0,164	0,182	0,183	0,205	0,149	0,167
0,002	-	0,003	0,004	0,003	-	-
1,821	1,889	1,812	1,811	1,799	1,843	1,820
-	-	-	0,014	0,015	0,015	0,012
0,004	-	0,005	0,008	0,010	0,002	0,002
2,997	3,051	3,003	3,017	3,032	3,006	3,002
8,2	8,0	9,1	9,2	10,2	-	-

Продолжение табл. V

Оксид	50	51	52	53	54	55	56
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,01	0,07	0,02	0,01	0,03
FeO	9,07	7,53	8,41	8,83	9,34	9,53	10,68
MnO	0,19	0,16	0,18	0,18	0,19	0,21	0,24
MgO	49,38	50,39	48,94	49,52	48,51	48,64	47,02
CaO	0,36	0,41	0,52	0,57	0,31	0,43	0,48
NiO	0,10	0,00	0,03	0,11	0,11	0,12	0,11
∑, %	9,3	7,6	8,6	9,1	9,8	10,0	11,3

Продолжение табл. V

Оксид	57	58	59	60	61	62	63
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,05	0,03	0,04	0,06	0,02	0,04
FeO	10,91	7,32	11,30	11,06	7,46	10,70	7,04
MnO	0,26	0,16	0,26	0,25	0,09	0,22	0,22
MgO	47,22	49,78	46,81	47,42	50,33	47,69	50,33
CaO	0,54	0,09	0,13	0,14	0,08	0,33	0,42
NiO	0,11	0,17	0,08	0,11	0,29	0,14	0,11
∑, %	11,4	7,6	11,9	11,8	7,8	11,2	7,3

Окисел	64	65	66	67	68	69	70	71
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	41,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	12,65	8,97	8,70	8,92	8,87	6,56	6,61	10,98
MnO	0,21	0,21	0,20	0,18	0,19	0,14	0,14	0,23
MgO	44,69	49,05	48,23	50,39	50,27	51,68	52,25	48,81
CaO	0,22	0,39	0,71	0,52	0,48	0,37	0,32	0,16
NiO	0,23	0,09	0,10	0,12	0,11	0,02	0,03	0,10
Фа, %	13,4	9,3	9,1	9,3	9,4	6,9	6,9	11,2

Примечание. Оливины Гулинского плутона: 1-12 - из дунитов; 13-24 - из пироксенизированных дунитов; 25-32 - из перидотитов; 33-40 - из меймечитов. Оливины из оливинитов: 41-43 - интрузия Кугда; 44, 45 - интрузия Одихинча. Оливины из оливинитов и дунитов интрузии Бор-Урях: 46-75 - по

Таблица VI

Химический состав оливинов из ксенолитов перидотитов алмазоносных кимберлитов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	40,4	41,7	40,7	40,7	41,0	41,7	40,3
TiO <sub>2</sub>	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	"	"	"	0,02	0,01	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,04	0,03	0,09	0,06	0,06
FeO	14,3	6,15	6,96	6,44	8,74	6,76	6,91
MnO	0,10	-	-	-	0,09	0,01	0,11
MgO	46,2	52,0	51,2	51,5	50,4	51,5	52,2
NiO	-	0,28	0,27	0,27	0,28	0,26	0,36
CaO	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
Σ	101,17	99,9	99,2	99,0	100,7	100,3	99,98
f, мол. %	14,8	6,2	7,1	6,6	8,8	6,8	6,90

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,998	0,999	0,994	0,994	0,996	1,005	0,980
Ti	0,001	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	0,001	-	-
Fe	0,295	0,125	0,142	0,131	0,177	0,136	0,140
Mn	0,001	-	-	-	0,001	-	0,001
Mg	1,702	1,871	1,864	1,875	1,826	1,849	1,891
Ni	-	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,007
Ca	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-7 - Якутия: 1 - титансодержащий перидотит трубки "Мир" /Соболев, 1974/; 2-6 - оливины из различных по составу ксенолитов в кимберлитах трубки "Айхал" /Рохиленко е. э., 1977/; 7 - алмазоносный дунит из кимберлита трубки "Удачная - Восточная" /Илулин и др., 1982/. 8-10 - Южная Африка: 8, 9 - по

72	73	74	75	76	77	78	79	80
41,54	41,19	41,96	41,66	42,6	42,0	41,0	41,5	41,8
0,00	0,02	0,02	0,05	0,03	-	0,01	0,01	0,01
11,36	6,26	6,45	6,41	6,6	6,3	6,8	7,4	6,7
0,27	0,12	0,12	-	-	-	-	-	-
48,16	52,06	49,80	51,60	51,6	51,2	52,1	50,6	52,3
0,03	0,27	0,19	0,26	-	-	-	-	-
0,11	0,20	0,18	0,18	-	-	-	-	-
11,7	6,3	6,8	6,5	6,7	6,3	6,9	7,6	6,8

Ю.Р. Васильеву /1984/; 75-80 - по А.Г. Жабину, И. Отгеману /1977/. Анализы 1-75 выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде IXA-5A, оператор О.С. Хмельникова.

8	9	10	11	12	13	14	15
39,93	40,31	39,7	41,5	42,6	-	40,4	42,1
He обн.	He обн.	0,05	0,01	0,04	-	0,01	He обн.
0,21	0,14	0,04	0,01	0,02	-	He обн.	"
0,01	He обн.	0,06	0,15	0,02	-	"	-
11,83	8,40	13,1	8,14	7,62	9,45	11,6	9,26
0,09	0,08	0,12	0,16	0,14	-	0,20	0,18
47,93	50,42	47,5	50,3	51,2	50,4	49,1	49,1
-	-	0,07	0,38	-	-	-	0,36
0,02	He обн.	0,05	0,04	0,01	0,01	He обн.	He обн.
-	-	0,03	0,01	-	-	"	-
-	-	0,01	0,01	-	-	-	-
100,02	99,35	100,7	100,7	101,6	-	101,2	101,1
12,19	8,56	13,38	8,33	7,70	9,48	11,68	9,58

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,990	0,989	0,984	1,006	1,014	-	0,986	1,017
-	-	0,001	-	0,001	-	-	-
0,003	0,002	-	-	-	-	-	-
-	-	-	0,001	-	-	-	-
0,246	0,172	0,271	0,164	0,152	-	0,236	0,187
0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	-	0,004	0,004
1,769	1,843	1,753	1,810	1,816	-	1,787	1,767
-	-	0,001	0,007	-	-	-	0,007
-	-	0,001	0,001	-	-	-	-

Д. Эльтону, В. Ридли /Elton, Ridley, 1977/; 10 - по Х. Майеру, Дж. Гёрни /Meyer, Gurney, 1977/. 11-15 - Северная Америка: 11 - по Д. Левису, Х. Майеру /Lewis, Meyer, 1977/; 12 - по Х. Майеру, С. Кридельбаху /Meyer, Kridelbaugh, 1977/; 13-15 - по Д. Смиты /Smith, 1977/.

Таблица VII

Химический состав оливинов из включений в алмазах

Оксид	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41,1	41,1	41,3	41,4	39,5	42,6	42,7
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04
FeO	7,01	6,30	6,76	6,22	7,57	6,14	6,57
MnO	0,06	0,08	0,05	0,08	0,08	0,08	0,06
MgO	50,1	51,2	51,9	50,6	51,3	50,3	51,4
NiO	He обн.	He обн.	0,29	0,26	0,26	0,28	0,26
CaO	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Σ	98,41	98,81	100,41	98,62	98,76	99,45	101,08
f, мол.%	7,3	6,5	6,8	6,4	7,6	6,4	6,6

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,009	1,001	0,995	1,012	0,975	1,029	1,018
Ti	0,001	0,001	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	0,001	0,001	-	-	0,001
Fe	0,144	0,129	0,136	0,126	0,159	0,123	0,130
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,833	1,864	1,864	1,843	1,888	1,811	1,826
Ni	-	-	0,006	0,005	0,004	0,006	0,005
Ca	-	0,001	0,001	-	-	-	-

Продолжение табл. VII

Оксид	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	41,2	41,0	40,7	40,8	40,4	41,0	40,7
TiO <sub>2</sub>	He обн.	0,01	He обн.	He обн.	He обн.	0,02	He обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	0,01	0,07	0,02	0,02	0,06	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	-	0,06	0,08	0,06	0,04
FeO	6,15	6,35	7,79	7,09	5,52	7,11	7,60
MnO	0,06	0,10	0,17	0,12	0,09	0,12	0,12
MgO	53,2	52,0	49,6	51,6	52,9	50,4	51,1
NiO	-	0,35	-	-	-	-	-
CaO	He обн.	0,02	0,18	0,07	0,01	0,09	0,07
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,67	99,88	98,51	99,8	99,0	98,9	99,7
f, мол.%	6,1	6,4	8,1	7,2	5,5	7,3	7,6

8	9	10	11	12	13	14
41,0	40,6	41,3	40,7	40,9	40,7	41,4
0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	Не обн.
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
0,06	0,05	Не обн.	0,04	0,03	0,02	0,06
7,98	5,92	5,46	6,33	6,23	6,61	6,00
0,10	0,06	0,09	0,11	0,11	0,08	0,11
51,0	50,9	53,2	50,5	50,4	50,5	52,9
0,30	0,31	0,30	0,28	0,25	0,24	0,34
0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
100,51	97,87	100,38	97,99	97,97	98,19	100,89
8,0	6,1	5,5	6,5	6,5	6,8	6,0

Количество ионов в пересчете на 4(0)

0,993	1,000	0,991	1,003	1,007	1,002	0,991
-	-	-	-	0,001	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,001	0,001	-	0,001	-	-	0,001
0,160	0,121	0,110	0,130	0,129	0,136	0,121
0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002
1,842	1,868	1,902	1,855	1,848	1,852	1,887
0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006
0,001	-	-	-	-	-	0,001

22	23	24	25	26	27	28
40,6	41,4	41,7	41,0	41,9	42,4	41,6
0,01	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,000
0,01	0,008	0,012	0,044	0,018	0,006	0,020
0,02	0,048	0,044	0,146	0,064	0,104	0,075
7,24	7,63	7,52	8,01	8,09	4,75	5,57
-	0,102	0,099	0,113	0,105	0,062	0,078
51,6	50,6	50,9	50,2	51,2	53,0	51,8
0,40	0,364	0,404	0,401	0,380	0,364	0,389
0,04	0,058	0,042	0,070	0,037	0,056	0,032
0,04	0,011	0,006	0,0125	0,020	0,007	0,001
-	0,000	0,000	0,002	0,003	0,004	0,005
100,0	100,22	100,73	100,00	101,82	100,76	99,57
7,3	7,8	7,6	8,2	8,2	4,8	5,7

## Продолжение табл. VII

Окисел	15	16	17	18	19	20	21
Количество ионов в пересчете на 4(0)							
Si	0,988	0,992	1,001	0,991	0,982	1,003	0,992
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	0,001	-	-	0,001	-
Cr	-	-	-	0,001	0,001	0,001	0,001
Fe	0,123	0,128	0,161	0,144	0,112	0,145	0,155
Mn	0,001	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003
Mg	1,899	1,876	1,821	1,868	1,918	-	-
Ni	-	0,007	-	-	-	-	-
Ca	-	-	0,005	0,002	-	0,002	0,002

## Продолжение табл. VII

Окисел	29	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	40,5	41,1	41,0	41,4	41,6	41,7	41,9
TiO <sub>2</sub>	0,003	0,014	0,000	0,004	0,000	0,002	0,001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,045	0,011	0,008	0,010	0,005	0,008	0,003
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,160	0,031	0,030	0,049	0,028	0,038	0,040
FeO	8,82	7,68	7,47	7,69	6,62	6,59	6,30
MnO	0,120	0,106	0,108	0,104	0,080	0,092	0,090
MgO	49,1	50,3	50,7	50,6	51,6	51,8	51,9
NiO	0,363	0,373	0,390	0,369	0,456	0,359	0,356
CaO	0,114	0,029	0,040	0,039	0,019	0,006	0,012
Na <sub>2</sub> O	0,0095	0,005	0,000	0,016	0,000	0,000	0,002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,002	0,004	0,002	0,002	0,003	0,006	0,001
Σ	99,24	99,65	99,75	100,28	100,41	100,60	100,61
f, мол.%	9,1	7,9	7,6	7,85	6,7	6,7	6,4

## Количество ионов в пересчете на 4(0)

Si	0,999	1,002	0,998	1,003	1,002	1,002	1,005
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	0,001	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Cr	0,001	"	"	"	"	"	"
Fe	0,181	0,157	0,152	0,156	0,133	0,133	0,127
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,806	1,829	1,840	1,827	1,853	1,855	1,855
Ni	0,007	0,007	0,007	0,007	0,009	0,007	0,007
Ca	0,003	Сл.	0,001	0,001	Сл.	Сл.	Сл.

## Продолжение табл. VII

Окисел	43	44	45	46	47	48	49
SiO <sub>2</sub>	41,6	41,9	41,9	41,4	41,5	41,5	42,1
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,010	0,007	0,007	0,012	0,006	0,011
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,036	0,037	0,030	0,040	0,036	0,043	0,037
FeO	6,11	6,71	5,74	6,28	6,81	6,47	6,41
MnO	0,084	0,087	0,076	0,093	0,088	0,079	0,078
MgO	51,8	52,0	52,8	52,1	51,8	51,6	51,7
NiO	0,360	0,378	0,333	0,358	0,386	0,384	0,43
CaO	0,004	0,013	0,014	0,015	0,015	0,020	0,020

22	23	24	25	26	27	28
Количество ионов в пересчете на 4(0)						
0,987	1,004	1,005	1,000	1,001	1,009	1,005
-	-	-	-	-	-	-
-	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
-	"	"	0,001	0,001	0,001	0,001
0,147	0,154	0,151	0,163	0,162	0,094	0,113
-	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
1,869	1,828	1,828	1,825	1,824	1,876	1,866
0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001

36	37	38	39	40	41	42
41,4	41,5	41,8	41,8	41,6	41,1	41,7
0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000
0,028	0,008	0,005	0,015	0,007	0,011	0,010
0,059	0,044	0,039	0,028	0,028	0,044	0,033
8,33	5,74	6,12	6,47	6,67	5,84	6,41
0,119	0,080	0,085	0,088	0,087	0,080	0,085
50,4	51,7	52,0	51,9	51,7	51,6	51,7
0,368	0,346	0,353	0,369	0,353	0,357	0,368
0,086	0,019	0,011	0,012	0,014	0,011	0,010
0,007	0,002	0,000	0,003	0,006	0,002	0,0025
0,000	0,006	0,004	0,003	0,002	0,005	0,003
100,80	99,45	100,42	100,69	100,47	99,05	100,32
8,5	5,9	6,2	6,5	6,8	6,0	6,5

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,001	1,005	1,004	1,003	1,001	1,000	1,004
-	-	-	-	-	-	-
Сл.						
0,001	"	"	"	"	"	"
0,168	0,116	0,123	0,130	0,134	0,118	0,129
0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
1,816	1,865	1,861	1,855	1,855	1,872	1,855
0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,007	0,007
Сл.						

50	51	52	53	54	55	56
41,3	42,2	41,1	41,0	40,2	41,1	41,4
0,000	0,002	0,000	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,000
0,008	0,006	0,009	0,02	0,02	"	0,013
0,037	0,036	0,033	0,07	0,07	0,08	0,074
6,32	6,04	6,78	6,65	7,14	6,21	7,08
0,075	0,080	0,091	0,10	0,12	0,10	0,098
51,2	52,5	51,4	52,7	51,9	52,7	51,9
0,408	0,347	0,361	0,38	0,40	0,40	0,367
0,033	0,013	0,016	0,01	0,04	0,01	0,016

Продолжение табл. VII

Оксид	43	44	45	46	47	48	49
Na <sub>2</sub> O	0,003	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,002	0,003	0,005	0,001	0,003	0,002	0,003
Σ	100,01	101,14	100,91	100,30	100,65	100,10	100,79
f, мол.%	6,2	6,7	5,8	6,4	6,9	6,6	6,5

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	1,003	1,002	1,0	0,997	0,998	1,002	1,009
Ti	-	-	-	-	-	-	-
Al	Сл.						
Cr	"	"	"	"	"	"	"
Fe	0,123	0,134	0,115	0,127	0,137	0,130	0,128
Mn	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	1,862	1,854	1,879	1,870	1,857	1,856	1,845
Ni	0,007	0,007	0,006	0,007	0,007	0,007	0,009
Ca	Сл.						

Окончание табл. VII

Оксид	57	58	59	60	61	62
SiO <sub>2</sub>	41,3	41,4	41,6	41,3	40,8	41,2
TiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,003	He обн.	He обн.	He обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,023	0,016	0,014	0,05	0,02	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,092	0,050	0,082	0,05	0,02	0,07
FeO	7,70	7,33	8,72	6,91	7,10	8,34
MnO	0,112	0,102	0,109	0,11	0,11	0,11
MgO	51,0	50,9	50,3	51,6	52,5	50,7
NiO	0,357	0,387	0,374	0,43	0,43	0,40
CaO	0,044	0,032	0,042	0,04	0,03	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,002	0,012	0,026	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,002	0,004	0,002	-	-	-
Σ	100,63	100,23	101,27	100,5	101,0	100,9
f, мол.%	7,8	7,5	8,8	6,9	7,0	8,5

Количество ионов в пересчете на 4(O)

Si	0,998	1,002	1,002	0,998	0,983	0,997
Ti	-	-	-	-	-	-
Al	Сл.	Сл.	Сл.	0,001	-	-
Cr	0,001	"	0,001	0,001	-	0,001
Fe	0,155	0,148	0,175	0,140	0,143	0,169
Mn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002
Mg	1,837	1,836	1,808	1,850	1,886	1,831
Ni	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001

50	51	52	53	54	55	56
0,000	0,003	0,002	-	-	-	0,010
0,003	0,003	0,002	-	-	-	0,003
99,38	101,23	99,79	100,9	99,9	100,6	100,96
6,5	6,1	6,9	6,6	7,2	6,0	7,1

Количество ионов в пересчете на 4(0)

1,004	1,005	0,997	0,986	0,981	0,989	0,994
-	-	-	-	-	-	-
Сл.	Сл.	Сл.	-	-	-	Сл.
"	"	"	0,001	0,001	0,001	0,001
0,128	0,120	0,138	0,134	0,146	0,125	0,143
0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001
1,855	1,863	1,859	1,890	1,887	1,892	1,857
0,007	0,006	0,007	0,007	0,008	0,008	0,007
Сл.	Сл.	Сл.	-	0,001	-	Сл.

Примечание. 1-16 - Якутия: 1-13 - по Н.В. Соболеву и др. /1976/; 14, 15 - по Н.В. Соболеву /1974/; 16 - по И.П. Илупину и др. /1982/. 17-52 - Южная Африка: 17-21 - по Н.В. Соболеву /1974/; 22 - по Х. Майеру и др. /Meyer e. a., 1977/; 23-52 - по Р. Хервигу и др. /Hervig e.a., 1980/. 53-57 - Венесуэла: 53-55 - по Н.В. Соболеву /1974/; 56, 57 - по Р. Хервигу и др. /Hervig e. a., 1980/. 58-62 - Гана: 58, 59 - по Р. Хервигу и др. /Hervig e. a., 1980/; 60-62 - по Н.В. Соболеву /1974/.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

### МИКРОФОТОГРАФИИ

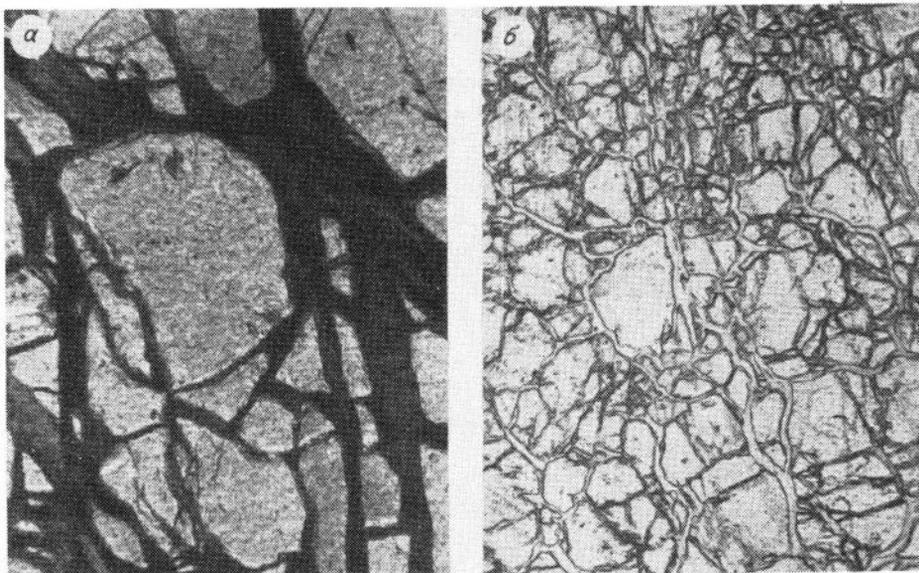


Фото 1. Дунит с равномерно-зернистой петельчатой микроструктурой (серпентиновые петли представлены lizardитом). а - Тарлашкинский массив (Тува), шл. 68а, с анализатором, ув. 100; б - Гальмознанский массив (п-ов Камчатка), шл. 1202в, без анализатора, ув. 50.

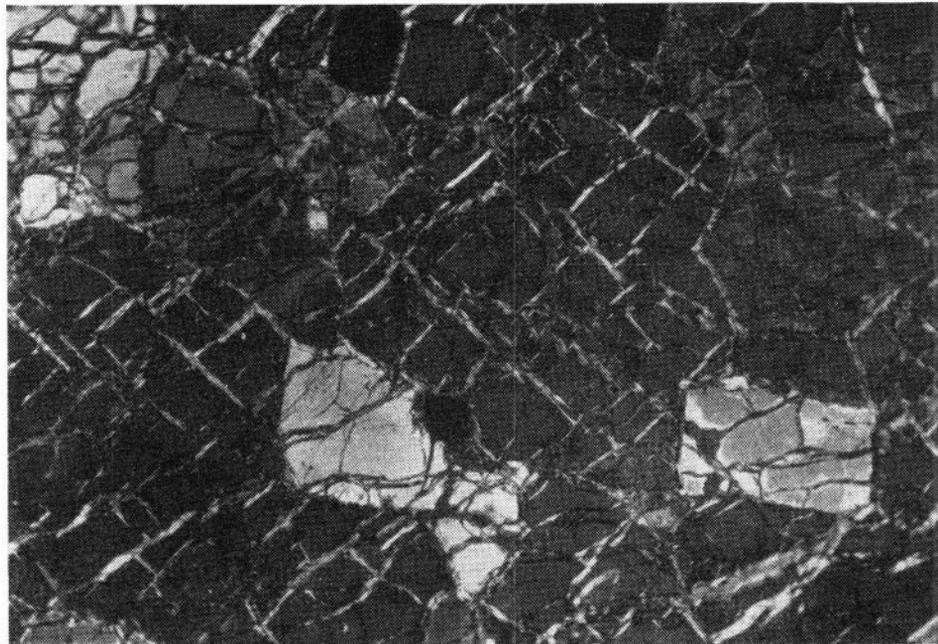


Фото 2. Оливинит с петельчато-решетчатой микроструктурой. Черное - магнетизированная хромшпинель. Среднетерсинский массив (Кузнецкий Алатау), скв. 1, шл. 501/51, с анализатором, ув. 53.

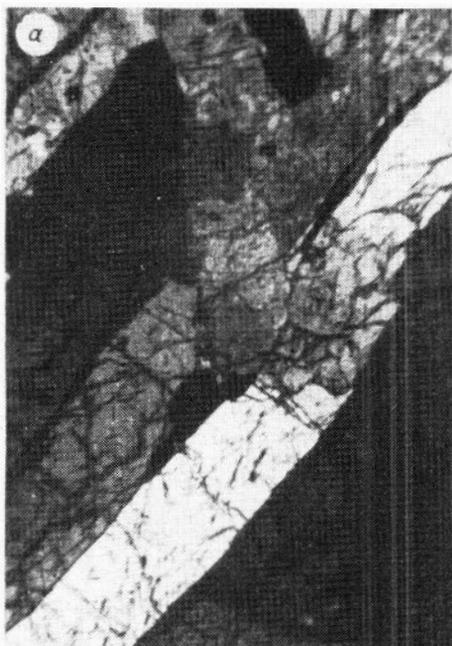


Фото 3. Удлиненно-призматические лейстовидные кристаллы оливина в неравномерно-зернистом дуните. а - Тарлашкинский массив, шл. 328/3, с анализатором, ув. 40; б - гипербазитовый массив горы Зеленой (Кузнецкий Алатау), шл. 629а, с анализатором, ув. 60.

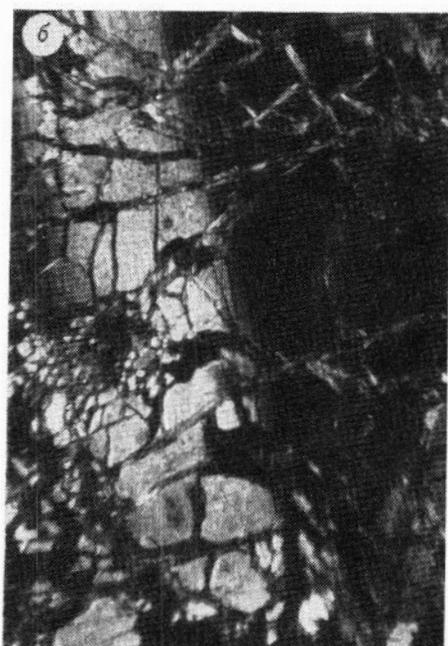
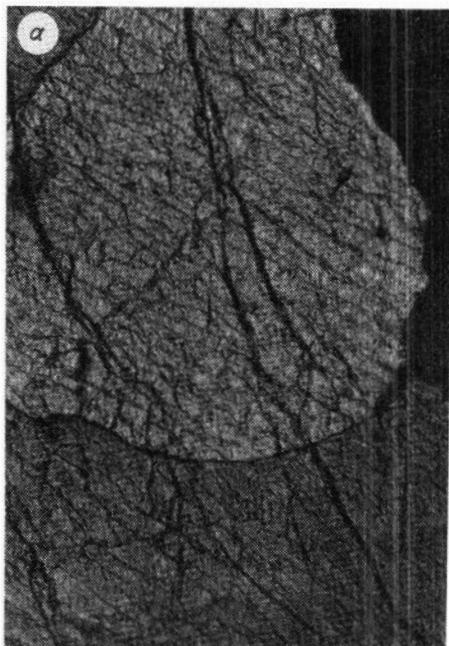


Фото 4. а - сливной агрегат крупных бесформенных со слабо выраженной спайностью зерен оливина, границы между которыми видны только в скрещенных николях, по разному погасанию индивидов. Чирьнайский массив (Чукотка), шл. 326б, с анализатором, ув. 100; б - то же, но спайность отсутствует и наблюдаются двойники скольжения. Тарлашкинский массив, шл. 68, с анализатором, ув. 40.

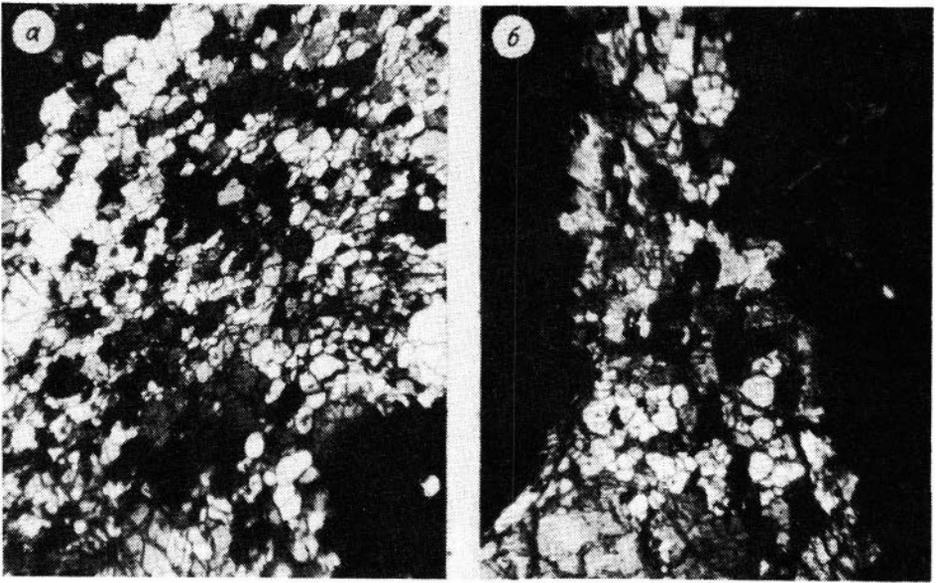


Фото 5. а - порфировидная микроструктура дунита с мелкозернистой основной массой и крупными выделениями оливина неправильной лапчатой формы. Тарлашкинский массив, шл. 64а, с анализатором, ув. 40; б - гранулированные агрегаты мелкозернистого оливина (светлое в центре) среди крупных кристаллов оливина неправильной формы (темное). Тарлашкинский массив, шл. 64, с анализатором, ув. 40.

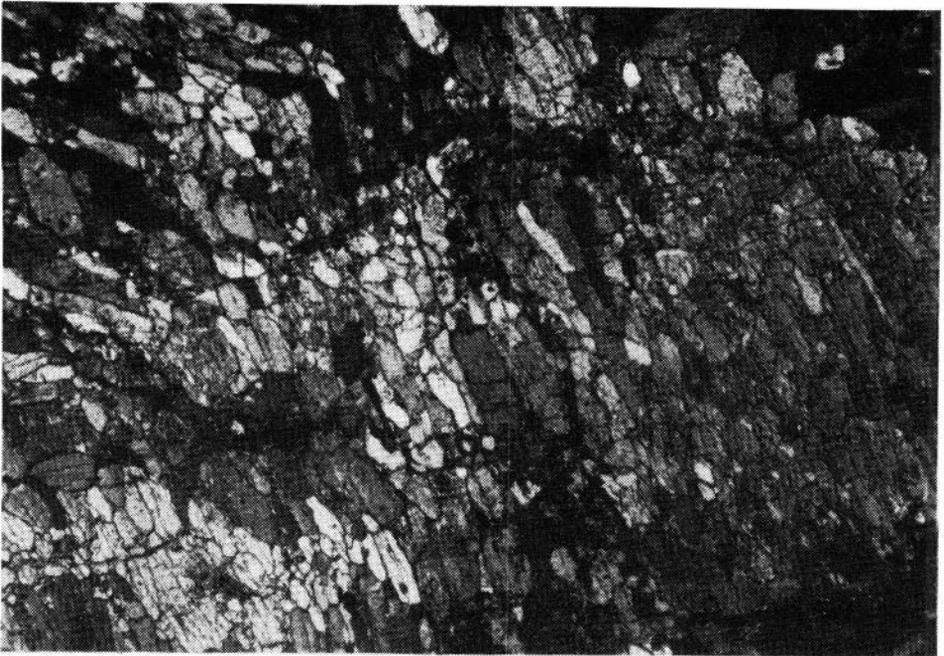


Фото 6. Оливинит с мостовидной микроструктурой. Гора Зеленая, шл. 707/80, с анализатором, ув. 55.



Фото 7. Совершенная спайность в метасоматических оливинах. Усть-Бельский массив (Чукотка), шл. 57, с анализатором, ув. 50.

Фото 8 (справа). Штубахит. Оливин (светлое), антигорит (серое и темно-серое). Средне-терсинский массив, скв. 2, шл. 502/58, с анализатором, ув. 130.

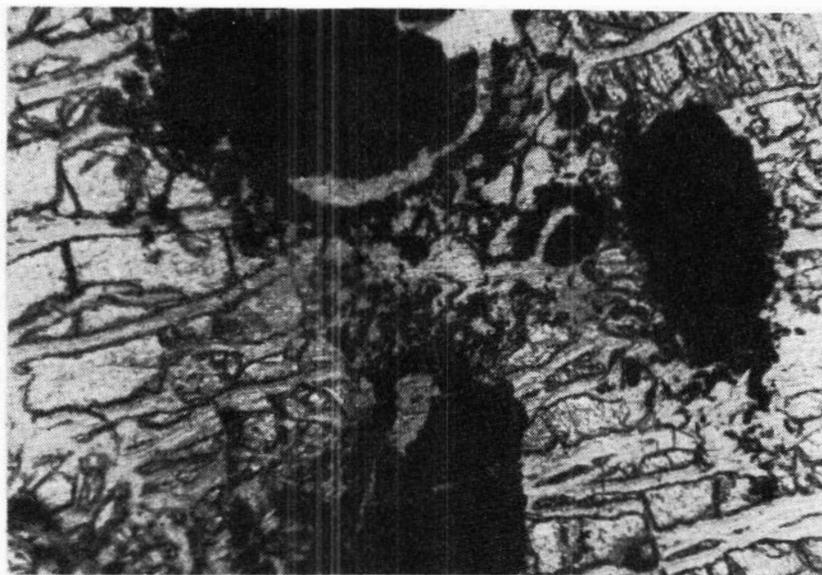


Фото 9. Дезинтегрированные крупные зерна хромшпинели, полностью замещенные магнетитом. Тарлашкинский массив, шл. 328/3, без анализатора, ув. 100.

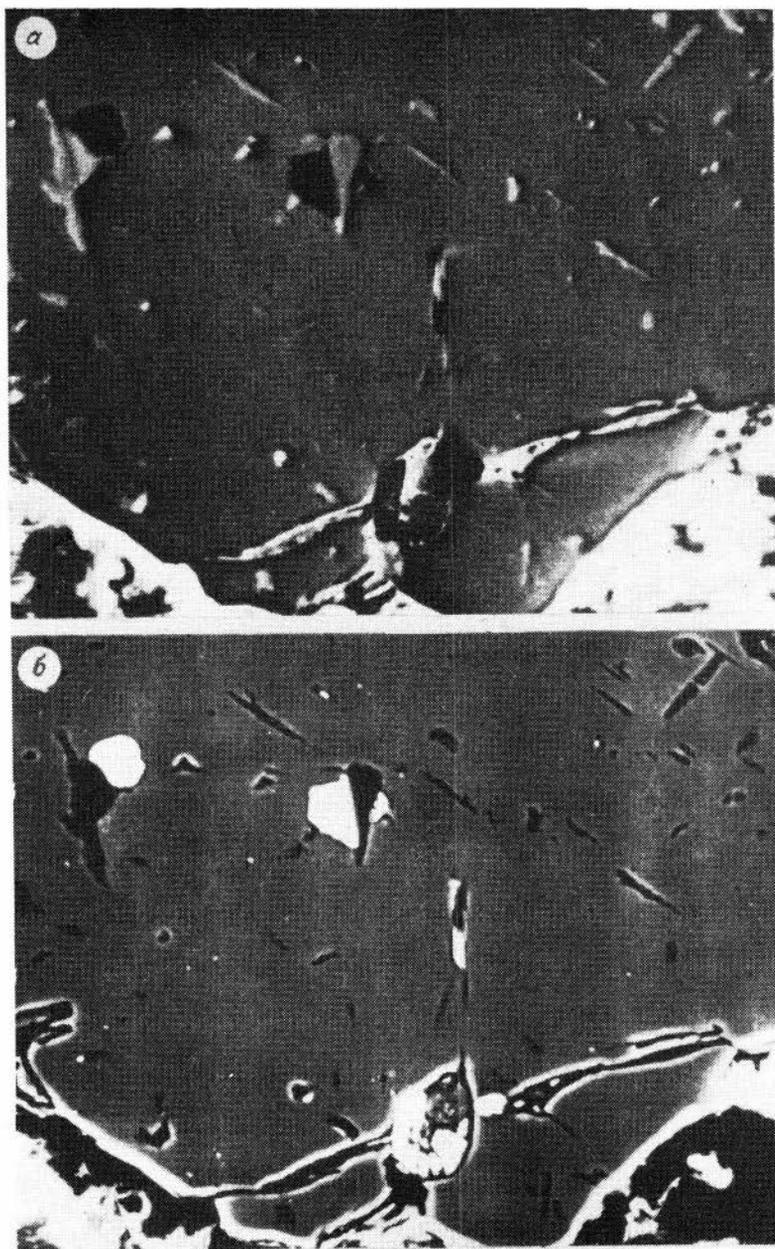


Фото 10. а - тонкие включения серпентина удлиненной и игольчатой формы (светло-серое в центре и в правом верхнем углу снимка), пентландита и халькопирита (черное) в крупном зерне оливина (темно-серый общий фон). Снизу в зерне оливина трещина, в центре которой также видны черные включения сульфидов. Граница зерна оливина контрастно выступает на фоне эпоксидной смолы (белая кайма в нижней части снимка). Снимок выполнен на микрозонде Camebax во вторичных электронах, ув. 600. Массив горы Зеленой и обр. 7466, штабахит; б - образец тот же, снимок выполнен в поглощенных электронах, ув. 600. Иглы серпентина, дефекты зерна оливина и эпоксидная смола на снимке черные, а сульфиды - белые.

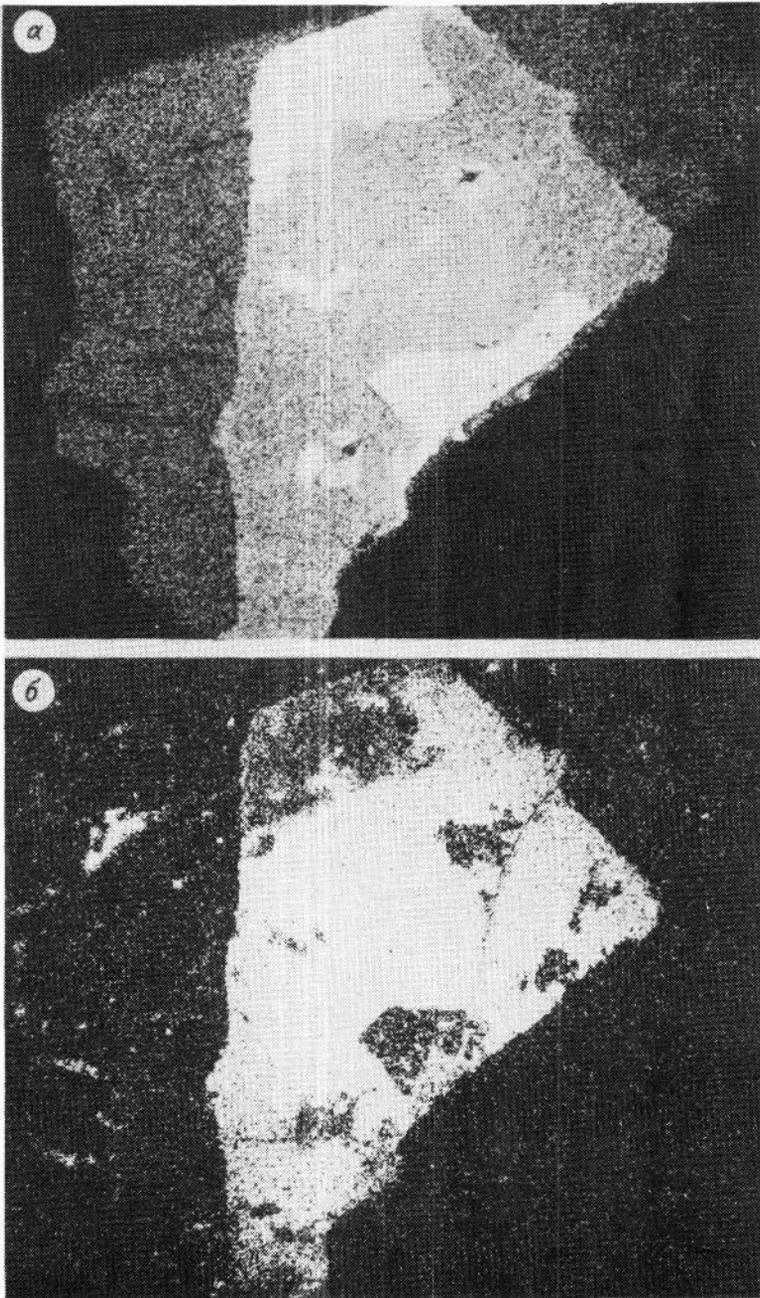


Фото 11. а - зерно оливина (темно-серое на общем черном фоне эпоксидной смолы) с крупным включением магнетитизированной хромшпинели (светло-серое); белые пятна в зерне хромшпинели - магнетит. Отчетливые темные пятна и удлиненные полосы в нижней части зерна оливина указывают на тонкие включения в оливине хлорита. Снимок выполнен на микрозонде Camebax в рентгеновских лучах Fe, ув. 200. Массив горы Зеленой, обр. 205, оливинит очень слабо серпентинизированный; б - снимок выполнен в рентгеновских лучах Al, ув. 200. Содержание Al в оливине фоновое, поэтому контур зерна оливина сливается с эпоксидной смолой, зато хорошо видны в оливине тонкие включения хлорита (белое).

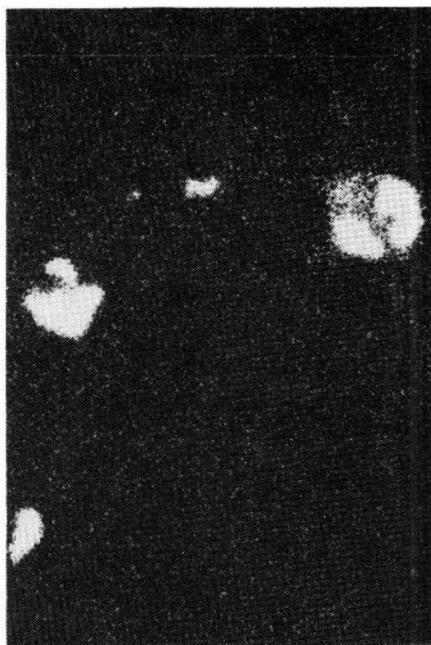
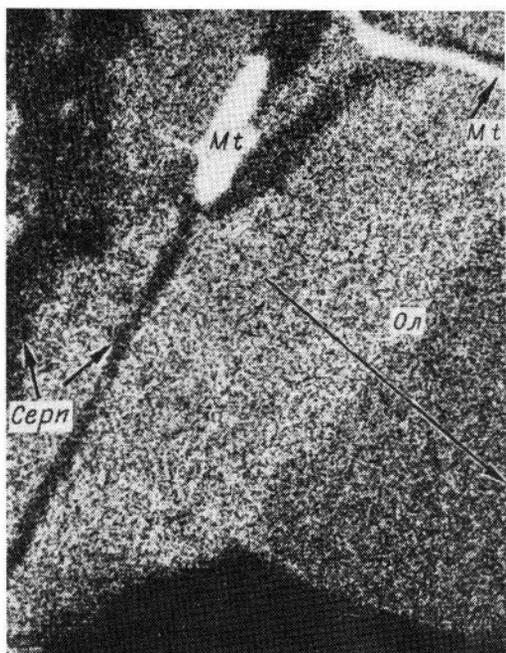


Фото 12. Тонкие изометричной формы включения пентландита (белое) в зерне оливина. Содержание  $\text{NiO}$  в оливине 0,05 вес. %, поэтому граница между зерном оливина и оксидной смолой не видна. Там, где зерна сульфида состоят из сростков пентландита и халькопирита, проявился только пентландит. Снимок выполнен на микрозонде Camebax в рентгеновских лучах  $\text{Ni}$ , ув. 600. Массив горы Зеленой, обр. 7466 (тот же участок, что и на снимке 10).

Фото 13. Зональное зерно оливина. Содержание  $\text{FeO}$  от центра зерна к краю (по направлению стрелки) меняется от 6-7 до 3-3,5 вес. %. Массив горы Зеленой, оливинит с хорошо выраженной спайностью, обр. 7006. Белое - магнетит; темно-серое в левом верхнем углу снимка - серпентин; черное - оксидная смола на границе с зерном оливина. Снимок выполнен на электронном микроанализаторе Camebax в лучах  $\text{Fe K}_\alpha$ , ув. 520.

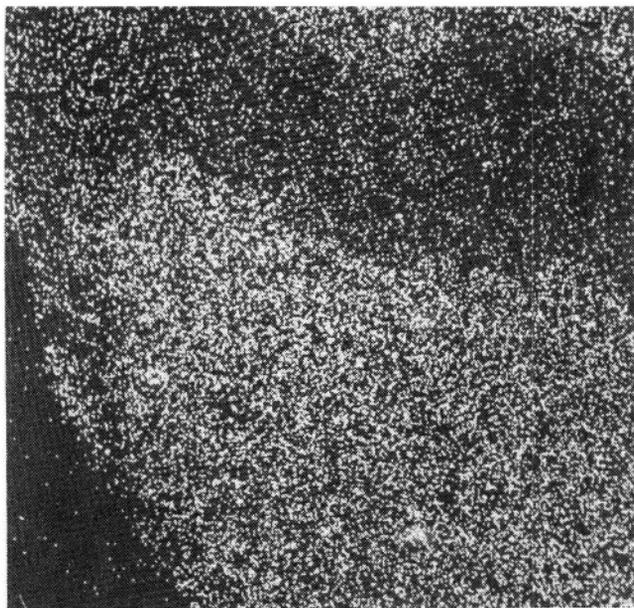


Фото 14. Характер распределения  $\text{FeO}$  в оливине (самое светлое) и петельчатом серпентине (темно-серая широкая полоса в верхней части снимка). Самое темное поле с единичными точками в левой части снимка - оксидная смола. Снимок выполнен на микрозонде Camebax в рентгеновских лучах  $\text{Fe}$ , ув. 520. Массив горы Зеленой, обр. 756, слабо серпентинизированный оливинит.

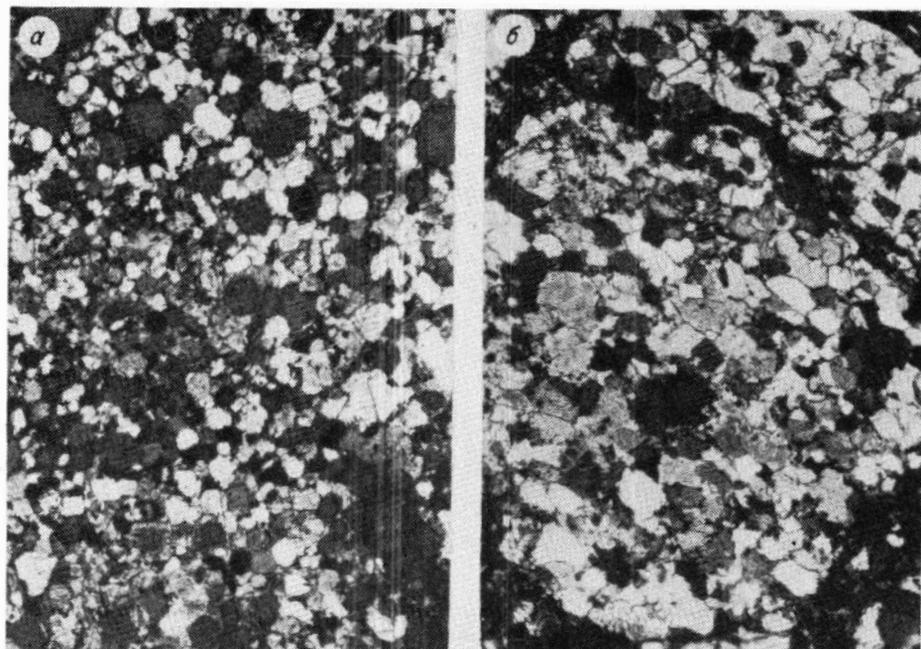


Фото 15. а - структура новообразованного оливина при нагревании аподунитового серпентинита ( $T = 1380^{\circ}\text{C}$ , 9 ч), с анализатором, ув. 50; б - характер грануляции оливина в природном дуните, с анализатором, ув. 50.

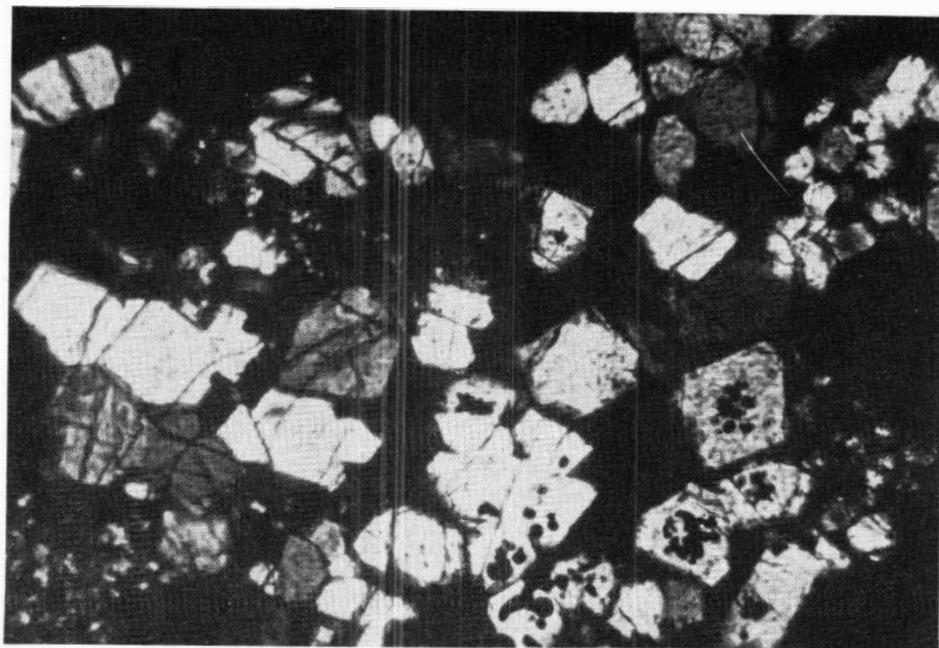


Фото 16. Характер выделения магнетита в оливине, образующемся при дегидратации серпентина. Нагревание при  $1200^{\circ}\text{C}$ , с анализатором, ув. 360.

Артемов В.Р. Стадийность и направленность процесса серпентинизации в уральских гипербазитах. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. II. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР и УТГУ, 1974, с. 32–33.

Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 213–226.

Банников О.Л. Серпентиниты из гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск: Наука, 1975, с. 74–88.

Банников О.Л. Жильные офитовые серпентины из гипербазитового массива полуострова Камчатский мыс. – В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 10. Новосибирск: Наука, 1976, с. 43–52.

Банников О.Л. Серпентиниты Корякско-Камчатской складчатой области: Автореф. канд. дис. – Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977. – 24 с.

Банников О.Л., Корнева Т.А. Термический анализ минералов группы серпентина из ультраосновных пород гипербазитовых массивов Анадырско-Корякской складчатой системы. – Геол. и геофиз., 1972, № 9, с. 118–124.

Боголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. – Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 12–24.

Брэгг У., Кларингбулл У. Кристаллическая структура минералов. – М.: Мир, 1967. – 390 с.

Варлаков А.С. Штубахиты – особый тип дунитов в альпинотипных гарцбургитовых массивах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 37–47.

Варлаков А.С. К вопросу о формировании структур магматических пород. – В кн.: Материалы к минералогии Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1975, с. 21–26.

Васильев Ю.Р. Специфика вещественного состава и петрогенезис ультраосновных пород севера Сибирской платформы. – Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 42–50.

Васильев Ю.Р. Природа оливинов в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах. – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 103–120.

Васильев Ю.Р. Ультраосновной магматизм Сибирской платформы: Автореф. докт. дис. – Новосибирск, 1983. – 33 с.

Васильев Ю.Р., Щербакова М.Я., Истомина В.Е. Генетические типы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы. – Геохимия, 1981, № 11, с. 1546–1553.

Велинский В.В. Серпентинизация гипербазитов (новые представления о природе процесса). – Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 52–62.

Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан – континент. – Новосибирск: Наука, 1979. – 264 с.

Велинский В.В., Агафонов Л.В. О находке кальцийсодержащих оливинов в гипербазитах хр. Пекульней на Чукотке. – В кн.: Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1971, с. 188–191.

Велинский В.В., Архипенко Д.К., Банников О.Л. Новые данные о хромовых хлоритах в гипербазитах. – Геол. и геофиз., 1983а, № 8, с. 77–84.

Велинский В.В., Банников О.Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов. – В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 40–61.

Велинский В.В., Банников О.Л. О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай). – В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 40–55.

Велинский В.В., Банников О.Л., Гора М.П. Особенности состава оливинов из гипербазитов массива г. Зеленой (Кузнецкий Алатау). – В кн.: Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Минералогия, метаморфизм. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983б, с. 19–31.

Велинский В.В., Банников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилена (Тува). – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980а, с. 54–74.

Велинский В.В., Вартанова Н.С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы. – Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 133–136.

Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского срединного массива. – Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 14–26.

Велинский В.В., Гора М.П. Основные черты состава пород Среднегерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) в связи с его асбестоносностью. – В кн.: Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 49–66.

Велинский В.В., Гора М.П. Основные черты химизма альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Петрохимия. Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск: Наука, 1984, с. 13–20.

Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах. – Геол. и геофиз., 1983в, № 6, с. 78–85.

Велинский В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л., Истомин В.Е. Глубинное строение и состав пород Среднегерсинского гипербазитового массива. – Геол. и геофиз., 1985, № 8, с. 31–41.

Велинский В.В., Пинус Г.В. Оливин с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки. – Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 890–892.

Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. – Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 203–206.

Велинский В.В., Шербакова М.Я., Банников О.Л., Истомин В.Е. Структурная неоднородность оливинов в альпинотипных гипербазитах (по данным ЭПР). – В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980б, с. 98–103.

Велинский В.В., Шербакова М.Я., Васильев Ю.Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов. – Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 1, с. 183–186.

Годовиков А.А. Минералогия. – М.: Недра, 1983. – 648 с.

Гончаренко А.И. Магнезиальные скарны в альпинотипных гипербазитах Кузнецкого Алатау. – Докл. АН СССР, 1976а, т. 228, № 6, с. 1423–1425.

Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение. – Сов. геология, 1976б, № 12, с. 75–86.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. I. – М.: Мир, 1965. – 372 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. III. – М.: Мир, 1966а. – 316 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. V. – М.: Мир, 1966б. – 408 с.

Дмитриев Л.В. Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана. Т. I. – М.: Наука, 1972, с. 115–144.

Еремеев В.П. Дуниты Восточной Тувы и связанное с ними минералообразование. – В кн.: Основные породы и проблемы их генезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 91–114.

Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. – М.: Металлургия, 1966. – 703 с.

Желязкова-Панайотова М.Д. Рассуждения о метаморфизме хромшпинелидов. – В кн.: Ежегодник Софийского университета. София: Наука и искусство, 1964, с. 43–74.

Золоев К.К., Глебова З.М., Медведева Т.Н., Шмаина М.Я. Новые данные о процессе оливинизации и серпентинизации в гипербазитах Каменнодольского массива (Южный Урал). – В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1983, с. 60–77.

Золотарев Б.П., Войтов Г.И., Жогина Л.М. Газы базальтоидов срединно-атлантического хребта (по материалам рейса "Гломер Челленджер" № 49). - Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 1, с. 194-197.

Ивонин И.П. О возрасте габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации центральной части Кузнецкого Алатау. - В кн.: Новые данные по геологии Кузбасса и Алтая. Новосибирск: Наука, 1969, с. 140-143.

Илупин И.П., Ефимова Э.С., Соболев Н.В. и др. Включения в алмазе из алмазного дунита. - Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 2, с. 454-456.

Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы оливинов и статистический анализ их химизма. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая серия, 1968, ч. 97, вып. 6, с. 657-669.

Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. - Новосибирск: Наука, 1977. - 166 с.

Костровицкий С.И., Фивейская Л.В. Геохимические особенности оливинов из кимберлитов. - Геохимия, 1983, № 5, с. 717-729.

Кузнецов А.А. О роли парциального давления водорода в генезисе траппов. - Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 1, с. 123-125.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай). - Геол. и геофиз., 1976, № 7, с. 102-105.

Курода Й., Мацухиса И. О кристаллической структуре оливина. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М.: Наука, 1970, с. 169-181.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. - Новосибирск: Наука, 1978. - 231 с.

Лепезин Г.Г., Ушакова Е.Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилен (Тува). - Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1212-1215.

Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 173-188.

Леснов Ф.П., Баярхуу Ж., Королук В.Н. О химизме оливинов из пород Шишхидгольского гипербазитового массива (Северная Монголия). - В кн.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 235-240.

Леснов Ф.П., Щербакова М.Я., Истомин В.Е. Типоморфизм плагиоклазов габброидных пород по данным исследования спектров ЭПР  $Fe^{3+}$ . - Геол. и геофиз., 1973, № 2, с. 293-297.

Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 224 с.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. - М.: Наука, 1968. - 200 с.

Меляховецкий А.А., Никитчин П.А. Новые данные по геологии и петрографии гипербазитов бассейна р. Билин. - В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1974, с. 42-52.

Минералы, Справочник. Т. 3. - М.: Наука, 1972. - 883 с.

Монич В.К. Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау. - Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 2, с. 155-158.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. - М.: Наука, 1967. - 280 с.

Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субсерпентинита" в альпийотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение. - Сов. геология, 1971, № 9, с. 30-44.

Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. - Л.: Недра, 1974. - 279 с.

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау /Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. - Новосибирск: Наука, 1982. - 104 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В. О времени образования и внедрения альпийотипных гипербазитов в каледонидах Центральной Азии. - Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 3-6.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпийотипные гипербазиты Монголии. - М.: Наука, 1984. - 200 с.

Пинус Г.В., Великий В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпийотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. - Новосибирск: Наука, 1973. - 320 с.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийотипные гипербазиты юга Сибири. - М.: Наука, 1966. - 210 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 135 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - 295 с.

Покровский Б.Г., Чашухин И.С. Изотопный состав кислорода и водорода в серпентинах Среднего Урала. - Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 6, с. 1461-1464.

Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слущкий А.Б. и др. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. - Геохимия, 1969, № 10, с. 1188-1194.

Родионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. - М.: Наука, 1964. - 102 с.

Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного Саяна. - Изв. ТПИ, 1953, т. 74, вып. 2, с. 49-59.

Слущкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходьрев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе  $MgO - SiO_2 - H_2O$  при высоких давлениях (по данным термографического анализа). - Геохимия, 1984, № 3, с. 314-324.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука, 1974. - 264 с.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки "Мир". - Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 3-15.

Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. - В кн.: Международн. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. М.: ИЛ, 1963, с. 41-62.

Термический анализ минералов и горных пород/Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. - Л.: Недра, 1974. - 400 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: ИЛ, 1961. - 592 с.

Фации метаморфизма/Под ред. В.С. Соболева. - М.: Наука, 1970. - 432 с.  
Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. - М.: Наука, 1977. - 312 с.

Шукошкоков Ю.А., Верховский А.Б., Друбецкий Е.Р. и др. Поиски изотопных признаков мантийного происхождения вещества самородных металлов в трапловых породах. - Геохимия, 1981, № 10, с. 1442-1452.

Щербакова М.Я., Синяков В.И., Шипилов Л.Д., Истомин В.Е. Исследование  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  в структуре монтчеллита методом электронного парамагнитного резонанса. - Структурная химия, 1968, с. 984-989.

Юдин М.И. Оливиновые роговики на р. Кантегир (Западный Саян). - Изв. ТПИ, 1961, т. 120, с. 86-91.

Carpenter J.R., Phyfer D.W. Olivine compositions from southern Appalachian Ultramafics. - Southwestern geology, 1975, v. 16, N 3, p. 169-172.

Chatelain A., Weeks R.A. EPR of  $Fe^{+3}$  in forsterite  $Mg_2SiO_4$ . - J. Chem. Phys., 1973, v. 58, N 9.

Dowsing R.D., Gibson J.E. Electron spin resonance of high-spin  $d^5$  systems. - J. Chem. Phys., 1969, v. 50, N 1, p. 295-300.

Elthon D., Ridley W.J. Mineral chemistry of the premier Mine kimberlite. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Green D.H. Ultramafic breccias from the Musa Valley, Eastern Papua. - Geol. Mag., 1961, v. 98, N 1, p. 1121-1129.

Hatfield T., Richmond G. The solubility of monticellite in forsterite. - Trans. Brit. Ceram. Soc., 1970, v. 69, N 3, p. 99-101.

Helena S., Keiji Y. Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy. - Clays and Clay Miner., 1979, v. 27, N 3, p. 161-174.

Hervig R.L., Smith J.V., Steele J.M. e. a. Diamonds: Minor Elements in Silicate Inclusions: Pressure-Temperature Implications. - J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N B12, p. 6919-6929.

Hess H.H. Orthopyroxenes of Buchveld type: ion substitutions and changes in unit cell dimensions. - Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol., N 173, p. 173-178.

Hess H.H. Stillwater igneous complex Montana. - Geol. Soc. of America. Memoir, 1960, N 80, p. 150.

Kohlstedt D.L., Van der Sande J.B. An Electron Microscopy study of Naturally Occurring Oxidation Produced Precipitates in Iron-Bearing Olivines. - Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 53, N 1, p. 13-24.

Lewis R.D., Meyer H.O.A. Diamond-bearing kimberlite of Prairie Creek, Murfreesboro, Arkansas. - The Second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Meyer H.O.A., Gurney J.J. Enstatite xenocryst containing coexisting cr-poor and cr-rich Garnet, weltevreden Floors, South Africa. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Meyer H.O.A., Kridelbaugh. Green Mountain kimberlite, Colorado: mineralogy and petrology. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Meyer H.O.A., Moreau J., Milledge H.J. Mineral inclusions in diamond: Premier, Jagersfontein and Finsch kimberlites, South Africa, and Williamson Mine, Tanzania. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Moody J.B. An experimental study on the serpentinization of iron-bearing olivines. - Canad. Miner., 1976, vol. 14, p. 462-478.

Muchlenbachs K., Clayton R.N. Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones. - Can. J. Earth Sci., 1972, v. 9, N 5, p. 471-478.

Onuki H. Metamorphic minerals in the ultramafic rocks from Kitakama Mountainland. - J. Jap. Assoc. of Miner. Petrologist 8c Economic Geologist, 1962, v. 48, N 4, p. 123-129.

Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu. G. Xenoliths of diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Sahama T.G., Hytönen K. Calcium-bearing magnesium-iron olivines. - Amer. Miner., 1958, v. 43, N 9-10, p. 862-871.

Shcherbakova M.Ya., Istomin V.E. Calculation of EPR spectra of  $Fe^{3+}$  with high zero-field splitting in polycrystalline materials. - Phys. Stat. Col., 1975, v. 6, N 67, p. 461-470.

Smith D. Hydrous minerals and carbonates in peridotite inclusions from Green Knobs and Buell park kimberlitic diatremes on the Colorado Plateau. - The second Int. Kimb. Conf., Santa Fe, Ext. Abstr., 1977 (unpaged).

Turner F.J. Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. - Geol. Soc. Am., 1948, Mem., 30, p. 132.

Wickman H.H., Klein M.P., Scirley D.A. Paramagnetic resonance of polycrystalline ferrichrome A. - J. Chem. Phys., 1965, v. 42, N 6, p. 2113-2117.

Wolf W.T. The Blue river ultramafic intrusion Cassiar district British Columbia. - Geol. Serv. Canada, 1965, p. 64-68.

Введение . . . . .	3
ГЛАВА I. <u>Общие сведения об оливине и продуктах вторичных изменений гипербазитов</u> . . . . .	5
ГЛАВА II. <u>Краткая геолого-петрографическая характеристика гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области</u> . . . . .	10
Геологическое положение массивов . . . . .	-
Петрографическое описание пород . . . . .	19
ГЛАВА III. <u>Физико-химические исследования оливинов и экспериментальные работы</u> . . . . .	23
ГЛАВА IV. <u>Сравнительный анализ состава оливинов из пород различных формационных типов</u> . . . . .	45
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Химические анализы оливинов . . . . .	58
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Микрофотографии . . . . .	90
Литература . . . . .	98

### Замеченные опечатки

Стр.	Напечатано	Следует читать
93	Фото 8 (справа)	Фото 8 (слева)
96	Фото 13	Фото 13 (слева)

*В. В. Велицкий, О. Л. Баранков*  
Оливины альбиночных гинербазитов