

Бесплатно

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Препринт № 7

Л.В. Агафонов, А.Э. Изох,
С.И. Ступаков

ДУНИТ-ВЕРЛИТ-
КЛИНОПИРОКСЕНИТ-
ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ
МОНГОЛИИ

УДК 552.32(517)

Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клино-пиroxенит-габбровая формация Монголии. - Новосибирск, 1987.- 47 с. (Препринт /ИГиГ СО АН СССР; № 7).

Изучено геологическое строение и вещественный состав ряда массивов, которые отнесены к дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации, впервые выделяемой среди магматических базит-гипербазитовых образований Монголии. Показаны внутренняя структура массивов, петрохимические, минералогические и геохимические особенности слагающих их пород. Из характерных черт данной формации региона отмечены почти полное отсутствие ассоциаций с ромбическим пироксеном и интенсивные постмагматические изменения пород. Зафиксированы ксенолиты меланократовых продуктов кристаллизационной дифференциации в её более лейкократовых дериватах.

Работа представляет интерес для специалистов в области петрологии, минералогии и геохимии.

Названная ассоциация магматических пород среди складчатых сооружений Монголии ранее не описывалась, хотя давно известна в других регионах Центральной Азии и Дальнего Востока. Впервые она выделена Ф.Ю.Левинсон-Лессингом на Урале в начале нашего столетия /Кузнецов, 1964/ и названа габбро-пироксенит-дунитовой формацией. В последующие годы эта ассоциация горных пород активно исследовалась в пределах Платиноносного пояса /Магматические горные породы, 1985/, так как источниками платиноидов обнаруженных здесь месторождений считались образования, принадлежащие к данной формации. В 60-е годы габбро-пироксенит-дунитовая ассоциация на Урале всесторонне изучалась О.А.Воробьевой, Н.В.Самойловой и Е.В.Свешниковой /1962/. К этому времени было окончательно установлено разделение гипербазитов на две формации: дунит-гарцбургитовую и дунит-верлит-пироксенитовую /Штейнберг и др., 1966/, различающиеся по своим геолого-вещественным особенностям и металлогенической специализации. В эти же годы комплексы габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации установлены в Западном и Восточном Саянах, Кузнецком Алатау /Волохов и др., 1961, 1964, 1968/ и других районах развития базит-ультрабазитового магматизма, в частности, на Дальнем Востоке /Зимин, 1973/, Аляске /Taylor, Lowe, 1960/ и в Казахстане /Кузнецов, 1964/. В последнее время систематические ревизионные исследования ультрамафитов Урала показали, что здесь широко распространены массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации /Иванов, 1980/.

Дунит-верлит-пироксенит-габбровая ассоциация разными авторами называется по-разному. В одних случаях название отражает геологическое строение массивов - зональные, концентрически зональные, массивы Платиноносного пояса, в других - преобладание тех или иных пород (габбро-пироксенит-дунитовая, дунит-верлит - пироксенитовая и т.д.). Однако в обоих случаях эти комплексы по вещественному составу представляют собой одни и те же образования, хотя в конкретных примерах тот или иной член ассоциации иногда отсутствует или его объем может быть резко ограничен. В общем же виде эта ассоциация однообразна и представлена сочетанием габбро, пироксенитов, верлитов и дунитов.

Ранее при изучении альпинотипных гипербазитов Монголии /Пинус и др., 1984/ объекты, рассматриваемые в данной работе, специально не исследовались, так как сведения по ним были слишком

фрагментарны и не позволяли однозначно установить их формационную принадлежность. Более поздние детальные геолого-петрологические исследования показали, что данная ассоциация пород устойчиво проявляется в складчатых структурах Монголии – массивах горы Онца-Ула в Дзабханской зоне, Джаргалантуйский – в хр.Хан-Хухэй и Пограничный – в хр.Эрээн-Даба на Северо-Востоке Монголии. Породы дунит-верлит-пироксенит-габбровой формации проявляются как в виде самостоятельных массивов независимо от глубинных структур, контролирующих размещение альпинотипных гипербазитовых тел, так и могут быть приурочены к этим структурам и даже иметь с альпинотипными гипербазитами сложные структурно-петрологические взаимоотношения.

В данной работе показаны характерные черты вещественного состава и геолого-структурного положения интрузивных комплексов дунит-верлит-пироксенит-габбровой ассоциации Монголии, и сделана попытка определить условия становления массивов этой формационной принадлежности.

Джаргалантуйский массив расположен в центральной части хребта Хан-Хухэй и приурочен к зоне глубинного долгоживущего разлома, разделяющего высоко метаморфизованные породы докембрия и терригенно-вулканогенные образования венд-нижнекембрийского возраста. Зона разлома, ориентированная в широтном направлении, осложнена многочисленными разрывными нарушениями, которые разбили массив и его окружение на ряд разновеликих блоков. Эрозия обнажает на дневной поверхности различные уровни интрузивных и осадочно-метаморфических образований. Общая протяженность сложно построенного Джаргалантуйского массива составляет примерно 17 км (рис. I). В его строении участвуют ультрабазиты и базиты, которые с вмещающими породами имеют тектонические контакты.

Древние метаморфические образования, расположенные к северу от Хан-Хухэйского разлома, по данным Ф.П.Митрофанова и др./1981/, представлены архейскими толщами эрзинского и моренского комплексов, сложенными гнейсами, мигматитами и амфиболитами. Они прорваны гранитоидами нижне- и среднепалеояйского возраста. К югу от разлома распространены венд-нижнекембрийские отложения ханхухэйской свиты, представленные переслаивающимися кварц-серийцит-хлоритовыми и хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, андезито-

-базальтами и их туфами в низах свиты и песчаниками, гравелитами, мраморизованными известняками и кварцитами - в верхних горизонтах. В этой же толще присутствуют субвуликанические тела и дайки габбро-диабазов, комагматичных нижнекембрийским эфузивам. В зоне разлома среди венц-нижнекембрийских отложений встречаются небольшие блоки - тектонические отторженцы диафторированных докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев.

Ультраосновные породы Джаргалантуйского массива представлены в разной степени серпентинизированными дунитами, верлитами, а также преобладающими по объему серпентинитами. Отсутствие в серпентинитах бастита, а также темно-коричневая окраска акцессорного хромшпинелида, указывают на их аподунитовую природу. В западной части массива в серпентинитах установлено два деловиальных развода хромититов, а в восточном окончании, где аподунитовые серпентиниты переслаиваются с клинопироксенитами, обнаружено коренное проявление густо- и редковкрапленных хромититов. В массиве отсутствуют породы, содержащие ромбический пироксен, но распространены клинопироксенодержащие разности - верлиты и клинопироксениты. Серпентинизированные верлиты наиболее часто встречаются на западе массива, реже - в центральной части и практически отсутствуют в восточном окончании. По минеральному составу верлиты варьируют от оливинсодержащих клинопироксенитов до пироксенсодержащих дунитов. Оливин - серпентинизирован. Преобладает петельчатый тип серпентинизации с обильным выделением магнетита. В отдельных разностях верлитов отмечается плагиоклаз, обычно сильно соссюритизированный. Моноклинный пироксен верлитов замещается тримолит-актинолитовым амфиболом, а акцессорный хромшпинелид по периферии замещается магнетитом. Тесно пространственно и генетически с верлитами связаны клинопироксениты, варьирующие по зернистости от средне- до крупнозернистых. Разнообразны они и по минеральному составу. В них наряду с моноклинным пироксеном фиксируются серпентинизированный оливин, плагиоклаз, шпинель. Интересной особенностью верлитов и клинопироксенитов является присутствие в их составе светло-зеленой шпинели типа плеонаст или светло-, желто-коричневой шпинели, более характерной для верлитов. Шпинель наряду с крупными интерстициональными выделениями образует мелкий пылевидный агрегат бесформенных зерен внутри оливина и клинопироксена, что свидетельствует о ее ранней кристаллизации.

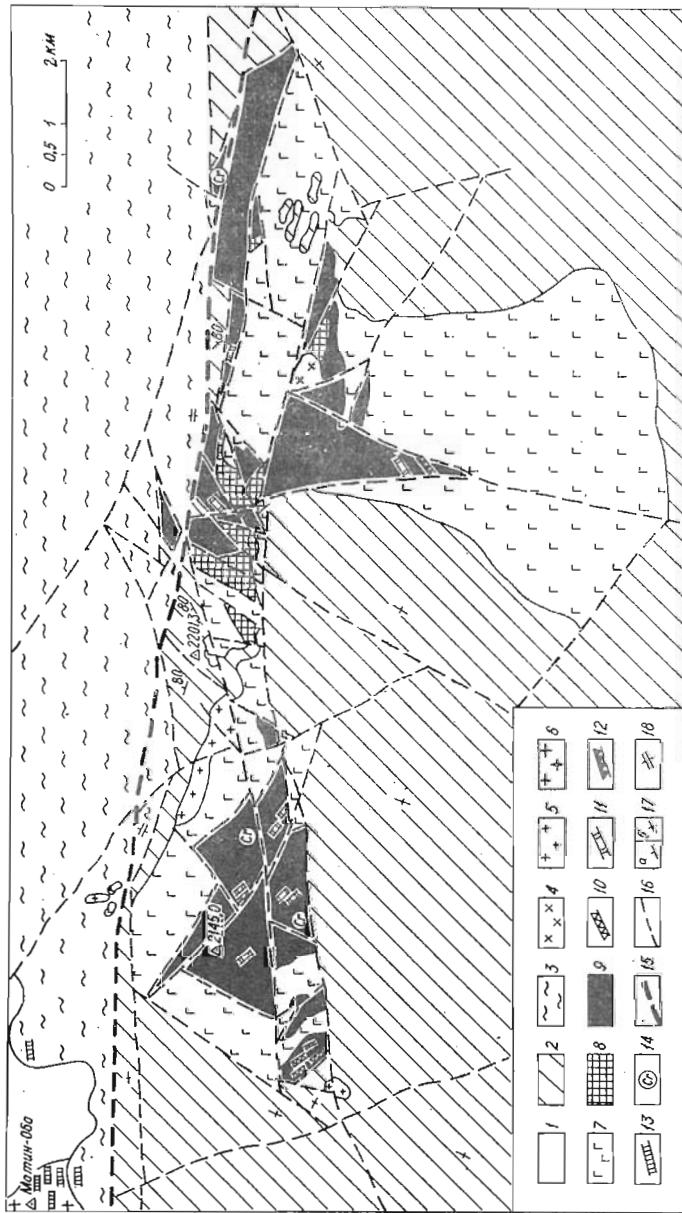


Рис. I. Схематическая геологическая карта Кхарламтуйского массива:
 1 - современные рыхлые отложения; 2 - мраморизованные известняки, кварциты, кристаллические сланцы, метаффузивы и их туфы (венц-тижинский кембрий); 3 - серые, светло-серые, мелко- и среднезернистые биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдянные гранито-gneiss (A); 4 - щелочные,

субщелочные граносенинты, сиениты (средний мезозой); 5 - граниты розовые, разнозернистые лейкократовые, реже биотитовые (D₁, 2); 6 - габбро-диориты, диориты (нижний палеозой); 7 - габбро-амфиболиты, реже габбро амфиболовые, гнейсовидные, рассланцованные; 8 - клинопироксениты; 9 - серпентиниты, серпентинизированные дуниты и верлиты; 10 - дациты основного состава; 11 - линзы пироксенитов; 12 - родонититы; 13 - дайки фельзит-порфиров; 14 -рудообразования хромититов; 15 - Ханхужайский глубинный разлом; 16 - разрывные нарушения; 17 - элементы полосчатости; а - наклонные, б - вертикальные; 18 - простирание гнейсовидности

Верлиты и клинопироксениты, чередуясь в виде слоев различной мощности (от первых сантиметров до нескольких метров), образуют в серпентинитах полосчатость, имеющую в западной части массива северо-западное простирание, в центре (где среди пород преобладают пироксениты) - северо-восточное и в восточном окончании массива (в районе хромитового оруденения) вновь наблюдается северо-западное простирание полосчатости. Блоковое строение затушевывает истинную картину расслоенности в гипербазитах и внутреннюю структуру массива. Активная тектоническая деятельность наложила свой отпечаток не только на первичное строение массива, но и привела к широкому развитию в минералах пластических и хрупких деформаций. Оливин и моноклинный пироксен деформированы. Развиты преимущественно хрупкие деформации, фиксируемые по разрушению зерен минералов с образованием милонита, по которому иногда образуется тремолит или хлорит-карбонатный агрегат. Реже в оливинах наблюдаются пластические деформации в виде полос сброса, волнистого и мозаичного угасания. Последнее иногда отмечается и в моноклинном пироксене.

В пределах массива широко распространены габброиды: габбро, габбро-амфиболовиты и оливиновое габбро. Все они в разной степени изменены. Плагиоклаз замещен агрегатом соссюрита, моноклинный пироксен - бурой роговой обманкой и актинолитом, а оливин-серпентином в ассоциации с магнетитом. Габброиды в большинстве случаев с вмещающими породами имеют тектонические контакты. В периферийных и контактовых частях с вмещающими породами габброиды рассланцованы и

характеризуются метаморфическими текстурами. Наблюданная полосчатость в габброидах имеет такое же простиранье как и в ультрабазитах. Она связана с чередованием разной мощности слоев лейкократового и меланократового состава. Изучение шлифов одного из разрезов мощностью 0,5 м показало следующее распределение пород, обуславливающих полосчатость. От лейкократового габбро непосредственно в висячем боку идет прослой мощностью 10 см сильно катаклизированного пироксенита, по продуктам разрушения которого активно развивается тремолит. Затем идет прослой (20 см) верлиты с отдельными зернами измененного плагиоклаза и далее (20 см) - верлит без плагиоклаза. Ниже идет лейкократовое габбро, такое же, как в начале разреза. Границы между прослойками отчетливые. В юго-западном блоке Джаргалантуйского массива установлено прорывание дифференцированных габброидов, клинопироксенитов и верлитов дайками мелковзернистых габбро-диабазов повышенной титанистости, которые близки по составу к нижнекембрийскому габбро-диорит-диабазовому комплексу. Эти наблюдения позволяют предполагать донижнекембрийский возраст массива.

Заканчивая характеристику Джаргалантуйского массива, отметим некоторые особенности его строения и вещественного состава. Это прежде всего наличие полосчатости, обусловленное чередованием габброидов, пироксенитов, верлитов и дунитов. Последние сильно серпентинизированы. В габброидах полосчатость вызвана чередованием лейкократовых и меланократовых слоев по минеральному составу отвечающих соответственно габбро, клинопироксенитам и верлитам. В габброидах наряду с полосчатостью проявлено рассланцевание, приводящее к метаморфическим текстурам с ярко выраженной директивностью минералов. Судя по периферийному расположению габброидов вокруг ультрабазитовых тел, следует предполагать гипсометрически и стратиграфически более высокое положение габброидов относительно ультрабазитов.

Пограничный массив расположен в центральной части хребта Эрээни-Даба в верховьях левых притоков р. Улз-Гол. Он локализован в зоне глубинного Ононского разлома /Агафонов и др., 1985/, ориентированного в северо-восточном направлении. Массив протянулся вдоль государственной границы на 25 км при максимальной ширине до 8 км. Часть его находится на территории Советского Союза, где /Геология СССР ..., 1961/ преимущест-

венно представлены габброиды. В изученной части основные и ультраосновные породы в массиве присутствуют примерно в равных объемах. Ультраосновные породы располагаются главным образом в центральной части массива, а габброиды - по периферии (рис.2). Такое концентрически зональное внутреннее строение характерно для массивов этой формации /Магматические горные породы ..., 1985/.

Вмещающие массив метапелиты в преобладающем большинстве преобразованы в условиях зеленосланцевой и реже эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Они подразделены В.А.Благонравовым /Геология ..., 1973/ на нижнюю хайчингольскую и верхнюю эрэндабанс-кую верхнепротерозойские свиты, которые слагаются кристаллическими сланцами (хлорит-серicitовыми, слюдяными, амфиболовыми) с подчиненным количеством амфиболитов, гнейсами, мраморами, иногда с графитом, песчаниками, гравелитами, конгломератами.

Контакты массива с вмещающими толщами, которые весьма редко удается наблюдать, везде тектонические. В большинстве случаев они перекрыты более молодыми отложениями, в том числе и рыхлыми четвертичными осадками. Вместе с тем можно видеть, что во вмещающих верхнепротерозойских породах интенсивность тектонических преобразований резко возрастает по мере приближения к контакту с массивом. Это выражается в появлении полосчатости, рассланцевания и милонитизации главным образом среди кварц-серicit-хлоритовых, серicit-хлоритовых сланцев и карбонатных слоистых пород. В непосредственном же контакте вмещающие породы очень сильно изменены в результате диафторических преобразований, что затрудняет расшифровку контактowego воздействия интрузии. Структура массива осложнена серией разломов северо-западного простирания, расчленяющих тело на ряд блоков, эрозия которых вскрывает различные уровни plutона. Вблизи массива встречаются мелкие тела, представленные главным образом сильно измененными клинопироксенитами. Последние иногда фиксируются в виде останцов среди гранитоидов.

Время становления интрузии определяется в интервале поздний протерозой - ранний палеозой. Это следует из того, что, с одной стороны, породы Пограничного массива прорывают верхнепротерозойские отложения, а с другой - сами прорываются среднепалеозойскими гранитоидами.

Наибольший объем пород в массиве составляют габбро. В меньшем количестве, но примерно в равных соотношениях, присутствуют

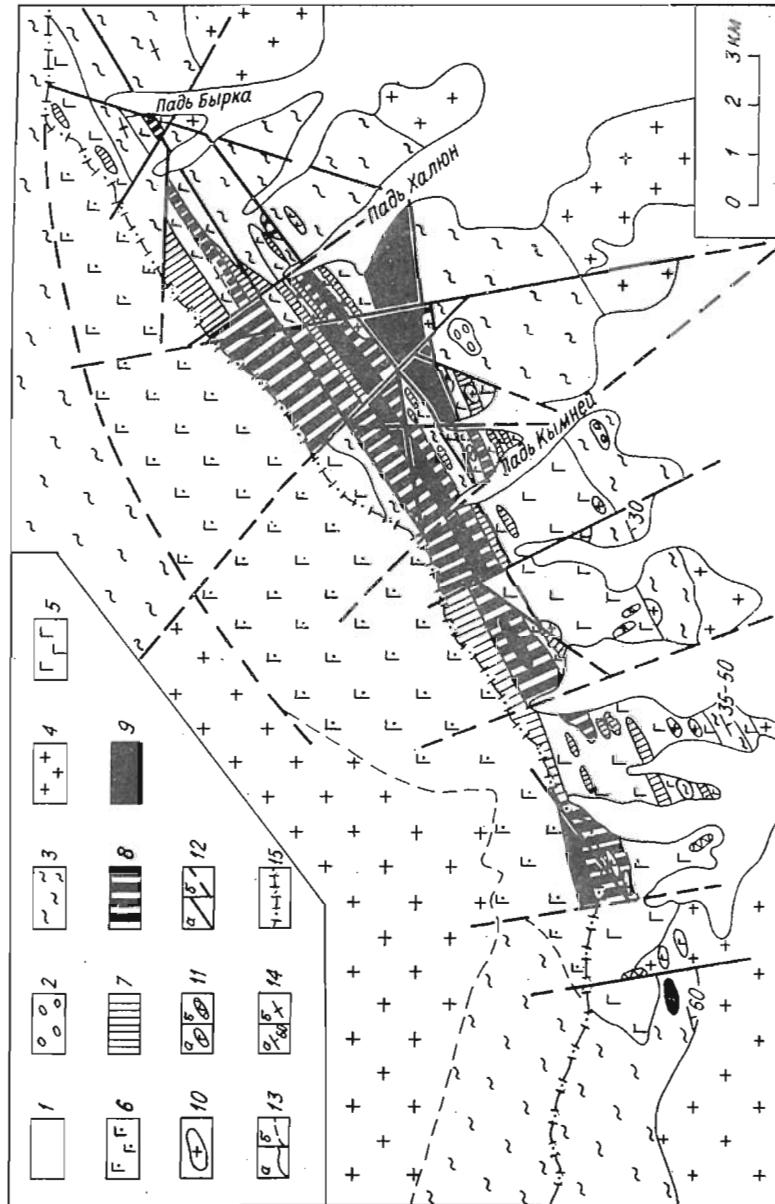


Рис.2. Схематическая геологическая карта Логранитного массива:

1 - современные рыхлые отложения; 2 - конгломераты и песчаники (урал?); 3 - кристаллические сланцы с резко подчиненными им амфиболитами, гнейсы, песчаники с прослоями и линзами известняков и конгломератов (верхний протерозой); 4 - граниты, гранодиориты (средний палеозой); 5 - габбро, амфиболизированные габбро, кварцодержащие габбро; 6 - габброиды /Геология СССР/; 7 - пироксениты; 8 - дуниты; 9 - дуниты, серпентинизированные дуниты, аподунитовые серпентиниты; 10 - дайки кислого состава; II - мелкие штоки (а) и дайки (б) основного состава; 12 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 13 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые /Геология СССР, 1961/; 14 - элементы полосчатости: а - наклонные, б - вертикальные; 15 - государственная граница

верлиты и пироксениты. Менее всего распространены дуниты. Следует отметить сильную измененность всех пород, слагающих массив.

Габброиды, как уже упоминалось, слагают периферийную часть массива. Степень их изменения в различных частях различна, в центре она мала. В них отмечаются реликты клинопироксена и сохраняется плагиоклаз. Ближе к периферии моноклинный пироксен полностью замещается амфиболом, а плагиоклаз - агрегатом соссюрита. В этом же направлении, от центра к периферии, в габброидах увеличивается рассланцевание, появляются полосчатые текстуры, обусловленные предпочтительной ориентировкой темноцветных минералов, а структуры изменяются от магматических до метаморфических соответственно. Минеральный состав габброидов варьирует в широких пределах: от лейкократовых разностей, сложенных главным образом продуктами изменения плагиоклаза, до меланократовых, состоящих из плагиоклаза и преобладающего клинопироксена. Последние встречаются среди лейкократовых габбро в виде линз и прослоев. Моноклинный пироксен в габброидах сохраняется редко. Он замещен буро-зеленой роговой обманкой, которая, в свою очередь, замещается амфиболом ряда tremolit-актинолит, плеохроирующими в зеленых тонах. Кроме того, в габброидах встречаются сфен, титаномагнетит, биотит, магнетит. Плагиоклаз замещен агрегатом соссюрита, в котором можно диагностировать карбонат,

хлорит, клиноцизит, гидрогранат, серцит.

Клинопироксениты сложены моноклинным пироксеном, который замещается постмагматической буро-зеленой роговой обманкой, а тремолит-актинолитом. Реже в пироксенитах встречаются серпентин, магнетит, карбонат, хлорит и в единичных случаях - тальк.

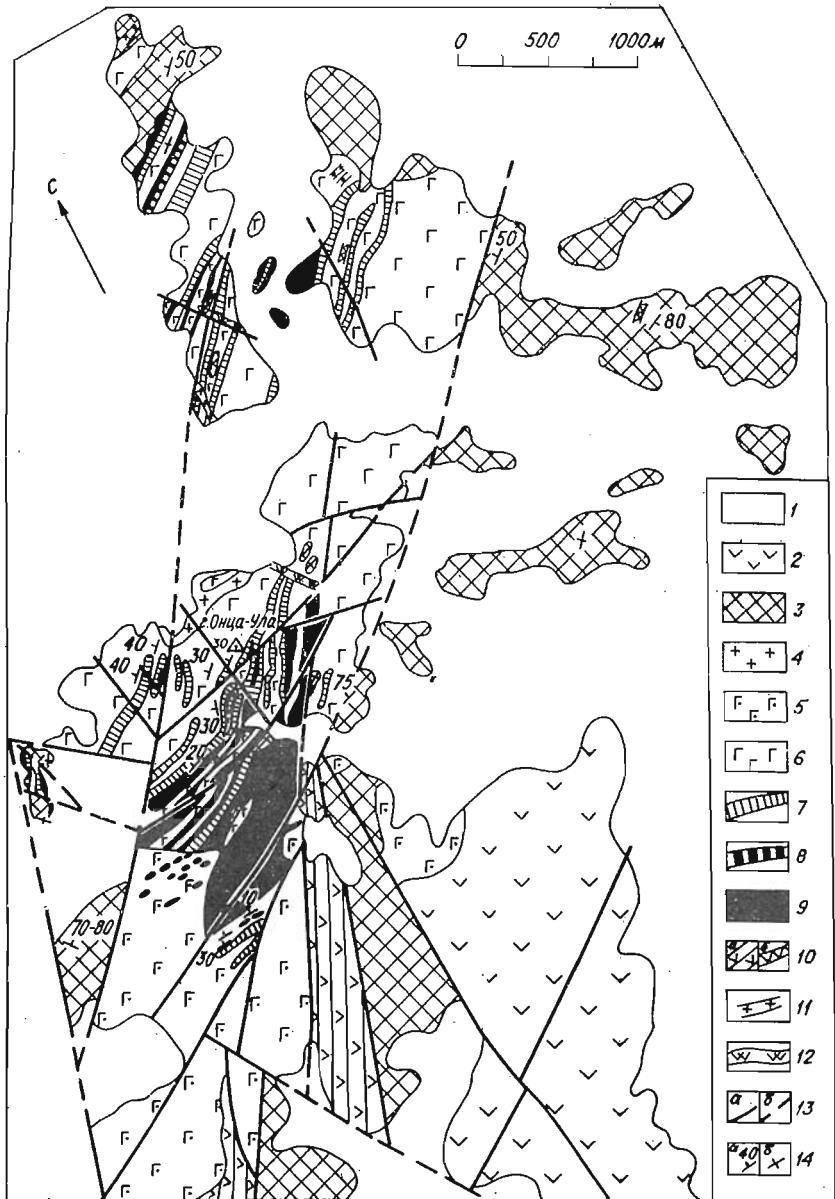
Верлиты, как и клинопироксениты, сильно изменены. Особенно это относится к оливину, который интенсивно серпентинизирован. Моноклинный пироксен, как правило, замещается бесцветным амфиболом, сохранившись лишь в реликтах, оливин же обычно серпентинизирован полностью. В породах присутствуют карбонат в виде жилок и бесформенных выделений, магнетит, а также продукты гипергенного изменения пород, представленные бурыми окислями и гидроокислями железа.

Дуниты серпентинизированы вплоть до аподунитовых серпентинитов, однако, во многих случаях в них сохранились реликты оливина. Серпентин чаще представлен антигоритом, в ассоциации с ним присутствует магнетит. Отмечаются окислы и гидроокислы железа, а также карбонат. Хромшпинелид во всех случаях, как и в верлитах, замещен магнетитом. О том, что первоначально это был хромшинелид, свидетельствует присутствие вместе с магнетитом хлорита, указывающего на глиноземсодержащую замещаемую фазу. Среди дунитов Пограничного массива встречается очень редкая хромитовая вкрашенность.

В отличие от Джаргалантуйского массива, структура которого сильно нарушена тектоникой, в Пограничном установлено ритмично-расслоенное и концентрически-зональное внутреннее строение, причем отдельные слои хорошо прослеживаются по простиранию и обрываются только поперечными разломами (см. рис. 2). Полосчатость обусловлена чередованием аподунитовых серпентинитов, верлитов, пироксенитов и габбро. Контакты между ними в большинстве случаев резко выражены, хотя встречаются и постепенные переходы, особенно между меланократовыми и лейкократовыми разностями габброидов, а также между габбро и пироксенитами, встречающимися в виде линз и прослоев внутри габбро. Концентрически-зональное строение массива подчеркивается тем, что дуниты и верлиты располагаются в центральной части, а габброиды - по периферии.

Массив горы Онца-Ула представляет собой типичный пример дифференцированной дунит-верлит-пироксенит-габ-

бровой ассоциации (рис.3). Он расположен в дзабханской зоне в 20 км к западу от населенного пункта Сантмаргац. Массив открыт при проведении геолого-съемочных работ в 1979 году В.А.Самозванцевым. Основной объем пород приходится на собственно гору Онца-Ула и ее отроги, меньшая часть обнажается в виде мелких сопок среди четвертичных рыхлых отложений, слагающих пeneplенезированное плоскогорье. Следует подчеркнуть, что структурное положение plutона не контролируется какой-либо зоной глубинных разломов /Агафонов и др., 1985/, которые трассируются массивами альгинотипных гипербазитов. В данном случае он приурочен к зоне регионального разлома северо-восточного простирания ограниченной протяженности. Плутон вмещается верхнепротерозойскими образованиями зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы сильно диафторически изменены. В настоящее время они представлены эпидот \pm биотит \pm хлорит \pm кварцевыми и амфибол \pm эпидот \pm плагиоклаз \pm серицитовыми сланцами. Кроме перечисленных минералов в них встречаются сfen и титаномагнетит. Реже среди метаморфических пород встречаются амфиболиты, в которых амфибол — желто-зеленая роговая обманка. Плагиоклаз в амфиболитах сильно соссюритизирован. Судя по присутствию в шлихах розового граната, не исключено наличие в протерозойских породах гранатсодержащих сланцев. Породы массива в контакте с верхнепротерозойскими вмещающими отложениями метаморфизуют их с образованием амфиболовых роговиков, широко распространенных в его пределах. Роговики характеризуются микрогранобластовой структурой и состоят из бледно-зеленой роговой обманки и плагиоклаза, в разной степени замещенного соссюритом. Присутствующий сfen сильно лейкоксенитизирован. Роговики встречаются в маломощных блоках на разных гипсометрических уровнях, причем, в их эрозионных окнах вскрыты члены расслоенной серии: перидотиты, пироксениты, габбро. Это обстоятельство свидетельствует о кристаллизационной дифференциации расплава в магматической камере и становлении массива "in situ". Расслоенная серия сложена ритмично переслаивающимися аподунитовыми серпентинитами, в разной степени серпентинизированными верлитами, клинопироксенитами и габбро. Переходы между соседними типами пород обычно резкие. Кроме того, наблюдается полосчатость и в отдельных прослоях пород. В этих случаях контактовые переходы внутри слоя более постепенные, чем между слоями. От подножия горы Онца-Ула до ее вершины в грубо-



приближении насчитывается 28 слоев. Причем, во многих из них наблюдается, как сказано ранее, еще и своя более тонкая полосчатость. Падение полосчатости пологое на север, северо-запад, местами доходит до субгоризонтального в южной части массива и увеличивается к северу (рис.4). В основании горы преобладают аподунитовые серпентиниты и верлиты, выше возрастает доля пироксенитов и в самом верху преобладают габбро (рис.5). Среди последних по структурно-текстурным особенностям выделяются три типа (снизу вверх): полосчатые, лейкократовые и мезократовые. Лейкократовая разность является самой неоднородной по структуре. Весьма часты инъекции этого габбро в полосчатые и мезократовые разности. Однако самой примечательной особенностью является наличие в нем разновеликих ксенолитов пироксенитов, перидотитов и полосчатых габбро. Особенно обильно габбро насыщены включениями указанных пород в южной части массива (см. рис.3). Ксенолиты перидотитов и пироксенитов под воздействием лейкократового габбро в некоторых случаях претерпевают изменения, которые выражаются главным образом, в амфиболизации моноклинного пироксена и появлении плагиоклаза в перидотитах, ксенолиты же полосчатых габбро совершенно не изменяются. Поскольку в верхней части разреза расслоенной серии преобладают габбро, и их лейкократовые разности не обнаруживают признаков фазовых взаимоотношений, то последние можно рассматривать как продукт кристаллизации остаточного расплава, возникающего при фракционировании оливина и клинопироксена. В этом

Рис.3. Схематическая геологическая карта массива горы Онца-Ула:
I - современные рыхлые отложения; 2 - венду-камбийские эффузивы: диабазы, диабазовые порфириты; 3 - докембрийские кристаллические сланцы: амфиболовые, гранатовые, кварц-серпентит-хлоритовые; 4 - граниты; 5 - габбро амфиболовые; 6 - габбро, габбро-пироксениты; 7 - клинопироксениты; 8 - клинопироксениты с вкрапленным оруденением титано-магнетита, ильменита, сульфидов; 9 - серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, перидотиты; 10 - дайки диабазов: а - крупные, б - мелкие; II - дайки гранитного состава; 12 - жилы кварцевые; 13 - разломы: а - наблюдаемые, б - перекрытые рыхлыми отложениями; 14 - элементы полосчатости: а - наклонные, б - вертикальные

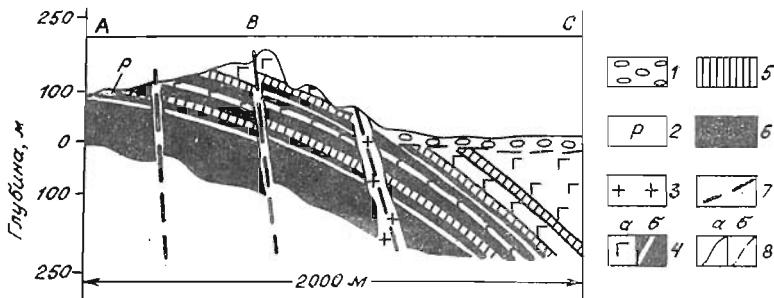


Рис.4. Разрез массива горы Онца-Ула по профилю АВС:
 1 - современные рыхлые отложения; 2 - останцы роговиков; 3 - граниты; 4 - прослои габбро мощностью: а - более 10 м, б - менее 10 м; 5 - клинопироксениты; 6 - серпентиниты, серпентинизированные дуниты и перидотиты; 7 - разломы; 8 - геологические границы: а - установленные, б - предполагаемые

случае ксенолиты в лейкоократовом габбро представляют собой аутолиты.

Все породы массива интенсивно изменены постмагматическими процессами. Дуниты превращены в серпентиниты. Хромшпинелид как в дунитах, так и в верлитах замещается магнетитом, но встречаются реликты бурого и желто-бурого хромшпинелида, иногда внутри зерен клинопироксена. Также интенсивно в верлитах и пироксенитах моноклинный пироксен замещается желто-зеленым амфиболом - тремолит-актинолитом. В пироксенитах широко представлены рудные минералы, объем которых в отдельных разностях достигает 15 %. В наибольших количествах присутствуют титаномагнетит, иногда со структурами распада, выполняющий интерстиции между зернами клинопироксена с образованием сидеронитовой структуры, а также ильменит, пирротин, халькопирит, пирит. В некоторых клинопироксенитах количество магнетита столь велико, что эти породы вызывают магнитные аномалии.

Более поздние магматические образования представлены границами, в том числе с гранатом, а также крупными и мелкими дайками габбро-диабазов, состоящих из амфиболя, клинопироксена и соссюритизированного плагиоклаза.

Кроме рассмотренных примеров, где проявления дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации представлены в виде самостоятельных массивов, возможны пространственные совмещения их с альпинотипными гипербазитами. В этом случае внедрение магм исходных для дифференцированных комплексов происходило по тем же зонам глубинных разломов, по которым ранее внедрялись массивы альпинотипных гипербазитов. Одним из таких объектов является полосчатый дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой комплекс, обнажающийся в виде тектонических блоков в северо-западной части хр.Дариби-Нуру и изучавшийся Т.Н.Херасковой, О.Томуурто-гоо, Е.В.Хаиным /Хераскова и др., 1985/. Здесь в отдельных тектонических блоках наблюдается чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро. В верхних частях разрезов в некоторых блоках преобладают полосчатые габбро с горизонтами пироксенитов и верлитов. Ритмы, обычно, заканчиваются небольшими горизонтами амфиболизированных лейкократовых габбро. В пределах ритма переходы между всеми типами пород постепенные. В расслоенной серии среди мезо- и меланократовых габбро встречается тонкая рассеянная вкрапленность титаномагнетита и сульфидов. Необходимо отметить, что породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса прорываются интрузиями раннепалеозойских плагиогранитов и многочисленными дайками диабазов. Аналогичным примером расслоенной серии, пространственно ассоциирующей с альпинотипными гипербазитами, по предварительным

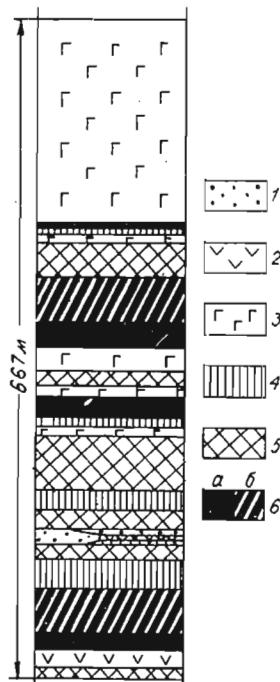


Рис.5. Обобщенная колонка к разрезу массива горы Онça-Ула по профилю А-В:
 1 - роговики; 2 - диабазы; 3 - габбро;
 4 - клинопироксениты; 5 - перидотиты;
 6 - серпентиниты: а - аподунитовые, б - апо-
 перидотитовые

данным могут, по-видимому, служить породы, распространенные по западному, северо-западному фасу Шишигдольского гипербазитового массива. Он прорывается габброидной интрузией, содержащей ксенолиты серпентинизированных ультраосновных пород, в которых на контакте с габбро в результате кальциевого метасоматоза возникли нефриты и их перекристаллизованные аналоги – тремолититы, а сами габбро подвергались родингитизации. Согласно геологическим данным, в нижней части габброидной интрузии (к востоку от р. Толгойт-Гол) залегает расслоенная серия, представленная в основании дунитами с линзами хромититов, выше она сменяется верлитами и еще выше – клинопироксенитами. Мощность дифференцированной части без дунитов составляет 200–300 м, при этом наибольший объем составляют клинопироксениты разной зернистости с прослойями верлитов и оливиновых пироксенитов. В верхней части зоны клинопироксенитов шириной 50 – 100 м, прилегающей к габбро, наблюдаются многочисленные разнообразной формы инъекции лейкократовых габбро в клинопироксениты. Иногда видно, что инъекции происходили по зонам дробления в пироксенитах, когда остроугольные обломки последних цементируются габбро. Часто инъекции содержат мелкие ксенолиты клинопироксенитов. На удалении от контакта с гипербазитами габбро становятся более меланократовые, в них видна отчетливая полосчатость (рис. 6), которая фиксирует их положение в пространстве во время кристаллизации. В этой области в габбро наблюдаются огромные ксенолиты пироксенитов до нескольких метров в поперечнике, при этом полосчатость упирается в пироксениты, указывая на попадание ксенолитов в расплав габбро до его кристаллизации. Следует подчеркнуть, что ни в одном случае не наблюдалось каких-либо реакционных взаимоотношений ксенолитов клинопироксенитов и аподунитовых серпентинитов с вмещающими их габбро. Это указывает на то, что захват ксенолитов габброидным расплавом происходил при физико-химических параметрах расплава, отвечающих области устойчивости моноклинного пироксена. Другими словами, кристаллизация клинопироксенитов и внедрение габбро происходили в близких термодинамических условиях, т.е. ксенолиты представляют собой автолиты, а лейкократовые габбро – обедненные при дифференциации меланократовой составляющей разности. Они внедрились в закристаллизованные клинопироксениты во время тектонических процессов, вызвавших их деструкцию.



Рис.6. Крупный блок крупнозернистого до гигантозернистого клинопироксенита (нижняя часть) в мезократовом габбро (верхняя часть). Справа и слева от молотка видна полосчатость в габбро, упирающаяся в ксенолит. В мезократовом габбро видны шлиры лейкократового габбро. Площадь обнажения, показанного на фото, около 3 м^2 . Шишхидгольский массив, левобережье р. Нурут-Баран-Гол. Пунктиром показана граница прослоя, насыщенного меланократовыми прослойями, точками - отдельные слойки, сплошной линией - трещины

Заканчивая описание массивов дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации, отметим некоторые ее геолого-петрографические особенности.

Возраст внедрения данной ассоциации на территории Монголии на основании геологических данных устанавливается как раннекембрийский. Об этом свидетельствуют следующие факты: а) прорывание и контактовый метаморфизм отложений позднего докембрая (Онцаульский и Пограничный массивы); б) породы массивов прорываются дайками габбродиабазов нижнекембрийского возраста и интрузиями раннепалеозойских гранитоидов; в) продукты разрушения более древних по возрасту альгинотипных гипербазитов встречаены в венд-нижнекембрийских отложениях (хр.Хан-Хухэй); г) обломки габбро и ультраосновных пород обнаружены в терригенных нижнекембрийских породах (Онцаульский массив).

В составе данной формации значительный объем приходится на габброиды. Клинопироксениты, верлиты и дуниты присутствуют примерно в равных количествах. Все породы сильно изменены постмагматическими процессами. В габброидах клинопироксен замещен амфиболом, а плагиоклаз – сассюритизирован. В клинопироксенитах пироксен также амфиболизирован. Характерно наличие в породах двух разновидностей амфиболя: роговой обманки и тремолит-актинолита. В верлитах и дунитах интенсивно проявлена серпентинизация. Типичной для пород этой формационной принадлежности является равномерная незначительная карбонатизация. В отличие от альгинотипных гипербазитов, несмотря на интенсивную измененность пород, практически отсутствуют проявления хризотил-асбестовой минерализации, кварц-карбонатных пород и талькитов. В пироксенитах, верлитах и дунитах широко развит магнетит, причем в отдельных пироксенитах сидеронитовый титаномагнетит имеет магматическое происхождение. В верлитах и дунитах магнетит, как правило, формируется при серпентинизации оливина, поэтому объем магнетита в породах обычно прямо пропорционален степени серпентинизации. Для образования данной формационной принадлежности, по крайней мере в пределах Монголии, характерно резко ограниченное распространение пород, содержащих ромбический пироксен.

Петрохимическая характеристика дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации основана на 82 оригинальных химических анализах, к большинству из которых выполнены атомно-абсорбционные

анализы Cu, Ni, Co, Cr, V, Pb и Zn (табл. I, 2, 3)*. Проверка имеющихся выборок на неоднородность с применением кластерного анализа /Абрамов и др., 1976/ позволяет в каждом массиве выделить несколько групп пород, различающихся по вещественному составу. Наиболее устойчиво по главным петрохимическим параметрам SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O и K_2O выделяются ультрамафитовая, субультрамафитовая и мафитовая группы пород, слагающие члены которых (дуниты, верлиты, клинопироксениты и др.) также имеют дискретность в признаковом пространстве (рис. 7). Выявленная дискретность хорошо согласуется с особенностями петрографического состава пород и их геологической позицией. Субультрамафитовая группа объединяет клинопироксениты мономинеральные и оливинсодержащие. В Онцаульском массиве клинопироксениты по химическому составу близки к верлитам, тогда как в Джаргалантуйском они ближе к меланократовым габбро, а в Пограничном – образуют самостоятельный кластер (см. рис. 7). Габбродиабазы в Джаргалантуйском массиве, прорывающие расслоенную серию, резко отличаются по составу от габброидов расслоенного комплекса. Они характеризуются повышенной титанистостью, щелочностью и фосфористостью и близки по составу к нижнекембрийским габбродиабазам, широко проявленным в данном районе. Анортозиты для рассматриваемой ассоциации не характерны. Средние составы пород по отдельным массивам приведены в табл. 4, 5, 6. По набору групп пород и их вещественному составу рассматриваемая ассоциация близка к дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала /Петрология ..., 1977; Магматические формации СССР, 1979/. В Алтае-Саянской области её аналогом является Среднетерсинский массив, в котором установлены проявления платиновой минерализации /Пругов, 1971/, а также породы, рассматриваемые в качестве кумулятивного комплекса в офиолитах Восточного Саяна /Добрецов и др., 1985/.

Мафиты данной формации Монголии (табл. 4, 5) характеризуются крайне низкой щелочностью ($a < 3$). Исключением является Пограничный массив, габброиды которого имеют более высокие содержания натрия (табл. 6). Габбродиам всех массивов присуща низкая титанистость и фосфористость, в то же время устанавливается высокая меланократовость ($\text{MgO} = 10-12 \%$, $V = 32-35$). Наиболее лейкократовые габбророды характерны для Пограничного массива. Субультрамафитовая группа отвечает по составу мономинеральному клинопи-

* Все табл. см. в приложении.

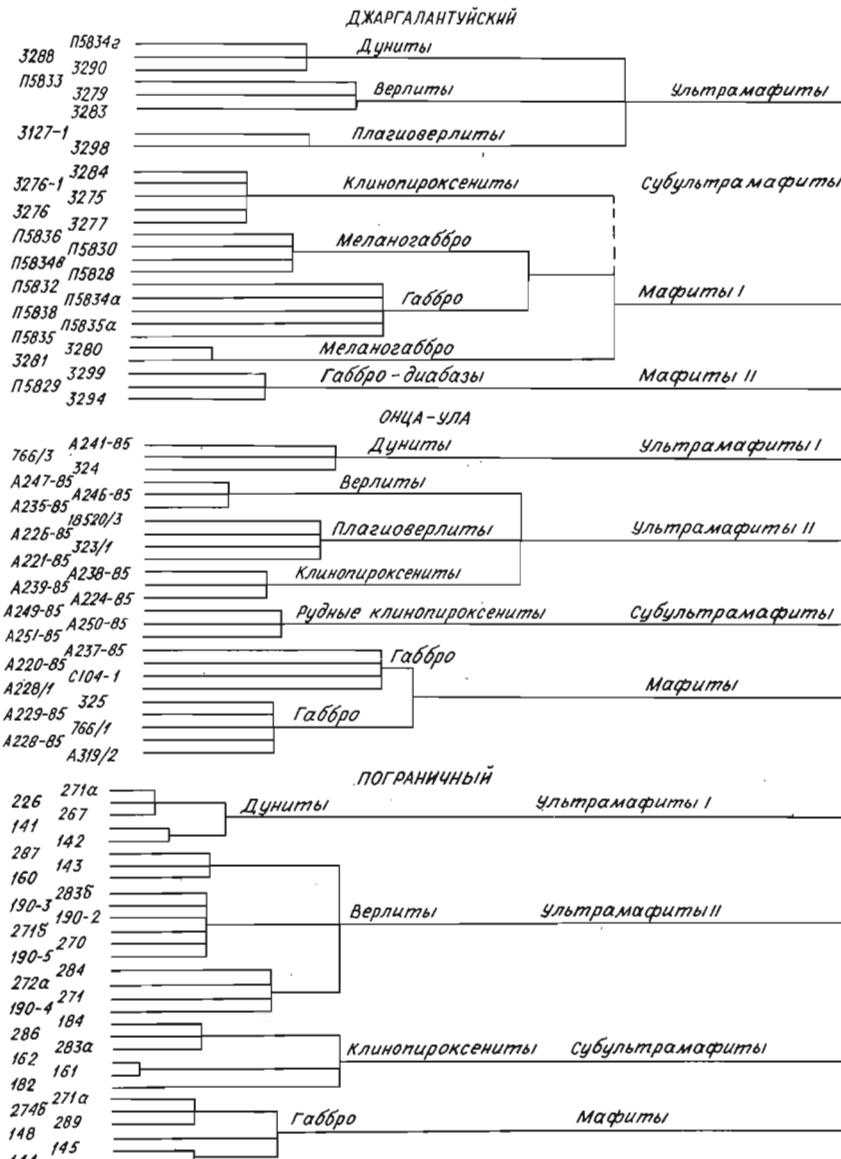


Рис.7. Кластерные дендрограммы дунит-верлит-клинопироксенит- габровых массивов Монголии

роксениту. Для нее устанавливаются низкие содержания титана, алюминия, щелочей и высокие — кальция и магния. В то же время в клинопироксенитах Онцаульского массива наблюдаются высокие содержания железа и титана за счет широкого развития в них собственно магматического магнетита. Ультрамафиты близки по составу к аналогичным породам дунит-гарцбургитовой формации, но имеют более высокую железистость и более низкие содержания никеля.

Анализ двойных диаграмм, в частности Al_2O_3 - MgO , CaO - MgO , показывает, что в изученной ассоциации выделяется два тренда изменчивости состава пород (рис. 8, 9, 10). Один (I) характеризуется резким возрастанием содержания кальция и слабым увеличением алюминия при уменьшении магния. Другой (II) — резким возрастанием алюминия и кальция при уменьшении магнезиальности пород. Первый тренд определяется количественными вариациями оливина и клинопироксена в породах от пироксенсодержащих дунитов до мономинеральных клинопироксенитов и отчетливо проявляется во всех рассмотренных массивах. Второй тренд объединяет плагиоверлиты, мелано- и лейкогаббро и определяется изменением количественных соотношений основного плагиоклаза и оливина с пироксеном. В Пограничном массиве этот тренд не установлен, хотя габбройды резко отличаются по составу от остальных пород массива (см. рис. 10).

Последовательность смены минеральных кумулусных парагенезисов, их петрографический состав и петрохимические особенности соответствуют последовательности кристаллизации пикритового расплава в системе Фо-Ан-Ди при давлении более 6,5 кбар, когда оливин-плагиоклазовая котектика сменяется котектикой клинопироксен-шипинель /Presnall, 1978/. При кристаллизации меланобазитового или пикритового расплава в глубинных условиях можно получить следующие последовательности кумулусных парагенезисов: Ол — Ол+МП — Ол+МП+Шп-МП+Шп-МП+Ан; Ол — Ол+Шп-Ол+Шп+МП-МП+Шп-МП+Шп+Ан. Разница между этими вариантами лишь в том, что в первом случае обогащение хромшипинелью происходит только в оливинсодержащих клинопироксенитах и клинопироксенитах, а во втором — хромшипинель проявляется уже в дунитах. Очевидно, первый вариант реализуется в Джаргалантуйском и Онцаульском массивах, где максимальные содержания хрома и проявления хромитовой и титаномагнетитовой минерализации приурочены к клинопироксенитам и оливиновым клинопи-

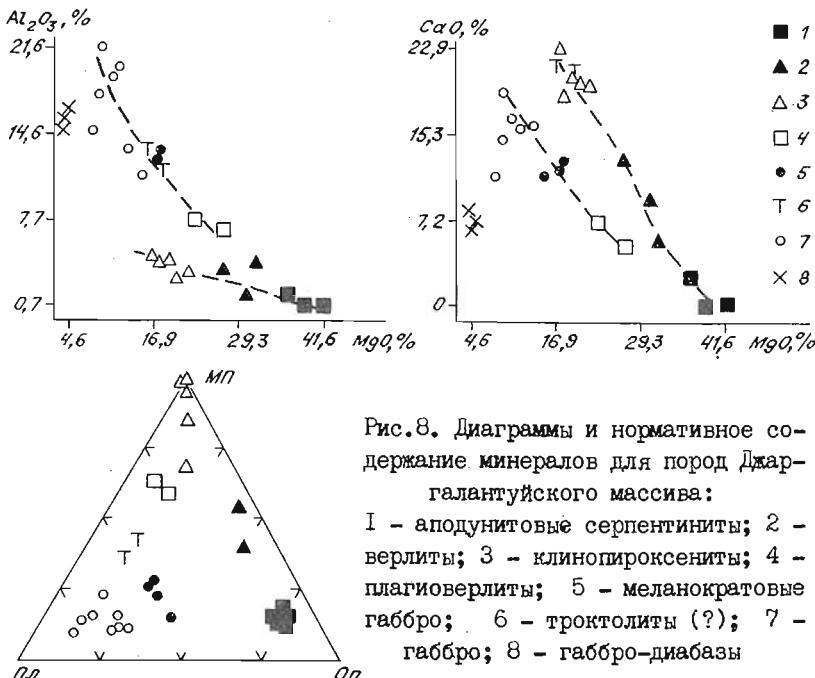


Рис.8. Диаграммы и нормативное содержание минералов для пород Джаргалантуйского массива:
 1 - аподунитовые серпентиниты; 2 - верлиты; 3 - клинопироксениты; 4 - плагиоверлиты; 5 - меланократовые габбро; 6 - троктолиты (?); 7 - габбро; 8 - габбро-диабазы

роксенитам, а в Пограничном массиве максимальные содержания хрома установлены в дунитах (см. табл.6).

Породам рассматриваемой ассоциации присущи высокие содержания Ni, Co и Cr, при низких концентрациях Cu и V (см.табл. 4, 5,6). В Пограничном массиве устанавливается сильная положительная корреляция Ni и Cr, что определяется входением никеля в оливин, слагающий дуниты, в которых преимущественно концентрируются хромшипелиды. В других массивах такая корреляция практически отсутствует. Медь и ванадий также имеют положительную корреляцию причем максимальные содержания этих элементов характерны для клинопироксенитов. Медь и никель в дунитах и верлитах имеют отрицательную корреляцию, что наряду с отсутствием сульфидов этих элементов может свидетельствовать о низком потенциале серы в расплаве. В клинопироксенитах и габброидах наблюдается положительная корреляция между этими элементами. В распределении кобальта

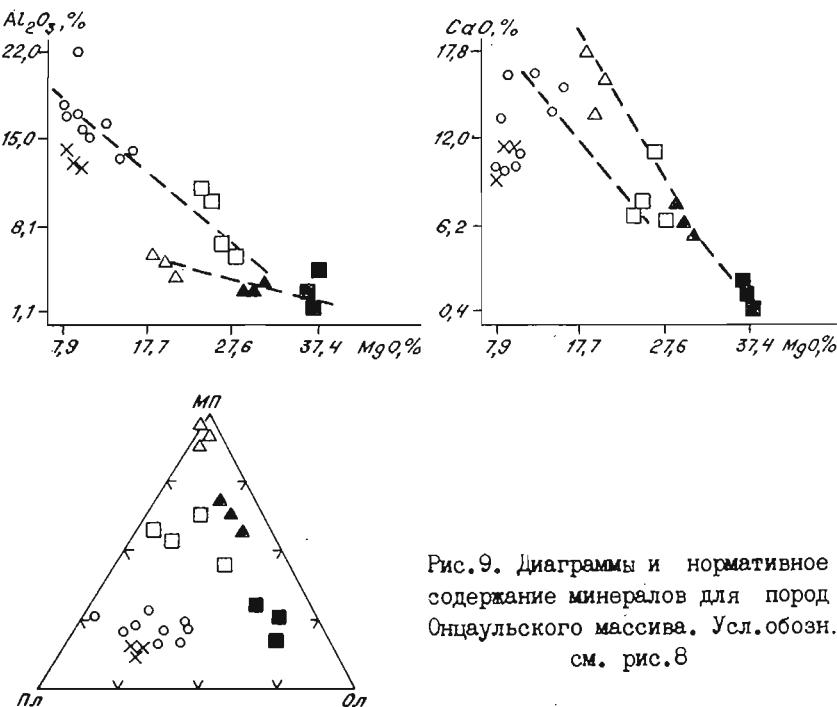


Рис.9. Диаграммы и нормативное содержание минералов для пород Онцаульского массива. Усл. обозн. см. рис.8

и ванадия установлена следующая закономерность. В дунитах и верлитах наблюдается отрицательная корреляция этих элементов, что определяется входением кобальта в ранний оливин, а ванадий накапливается в остаточном расплаве. В клинопироксенитах и габбро эти элементы связаны положительно, что определяется совместным их входением в титаномагнетит (см. рис. 10).

Особенности химического состава породообразующих, акцессорных, а также вторичных минералов ультрабазитов дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации на примере Джаргалантуйского массива можно увидеть из данных микрозондового анализа, приведенных в табл. 7. Ультраосновные породы этой формации слагаются тремя основными минералами: оливином, моноклинным пироксеном и хромшпинелидом. Вторичные минералы представлены серпентином, амфиболом и магнетитом. Присутствующий иногда карбонат специальным ис-

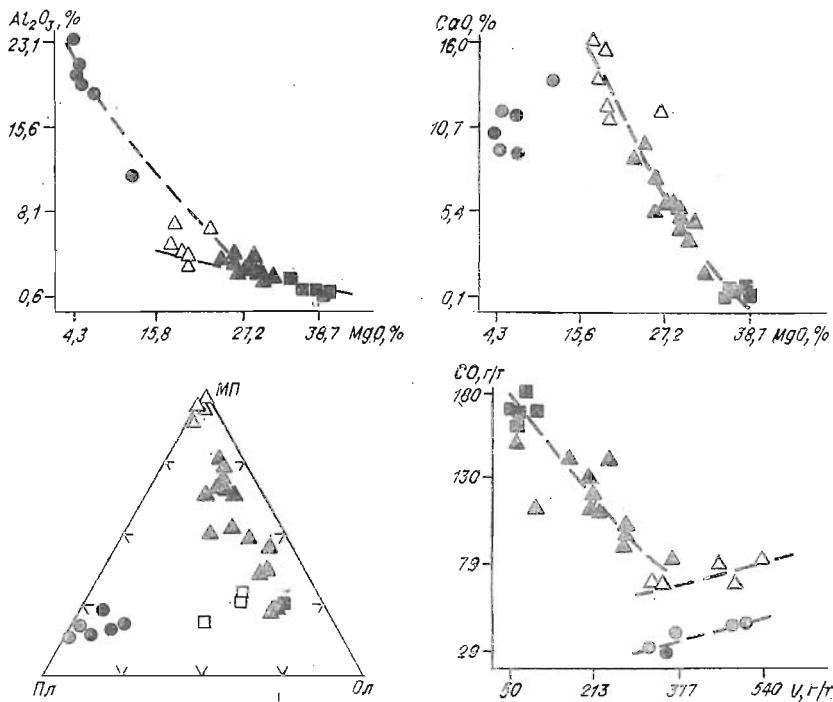


Рис.10. Диаграммы и нормативное содержание минералов для Пограничного массива. Усл. обозн. см. рис.8

следованиям не подвергался, но по аналогии с изученным в подобных породах он по составу отвечает доломиту.

Оливин из-за отсутствия свежих или слабосерпентинизированных дунитов не проанализирован. Однако химический состав этих пород (см. табл. I) позволяет с большой вероятностью предполагать магнезиальный состав оливина, в котором железистость составляет II % /Пинус и др., 1984/. В верлитах оливин по железистости отвечает хризолиту и очень близок к оливину верлитов из альпинотипных гипербазитов Монголии /Пинус и др., 1984/ как по минералообразующим компонентам, так и по элементам-примесям.

Моноклинный пироксен изучался в верлитах и пироксенитах. В обеих породах он представлен низкоглиноzemистым диопсидом. В нем в весьма ограниченных количествах проявлен изоморфизм титана,

натрия, хрома и никеля. Между собой пироксены из верлитов и клинопироксенитов слабо различаются. В пироксенах из пироксенитов железистость несколько выше по сравнению с верлитами. При сопоставлении с моноклинными пироксенами альпинотипных гипербазитов, последние оказываются в среднем более титанистые и железистые. В них заметно выше содержание натрия и хрома. Кроме того, они более железистые, как и пироксены из пород габбро-пироксенит-дунитовой формации /Добрецов и др., 1971/.

Акцессорные хромшпинелиды проанализированы из всех ультраосновных пород (см. табл. 7). Их составы закономерно изменяются от дунитов к пироксенитам, при этом в крайних членах дунитов, верлитов и пироксенитов фигуративные точки составов перекрываются. Эти изменения связаны с увеличением в хромшпинелидах указанного ряда глиноземистости и магнезиальности, а хромистость, напротив, в этом направлении падает. Акцессорные хромшпинелиды из пироксенитов в альпинотипных гипербазитах /Пинус и др., 1984/ выпадают из отмеченной закономерности, поскольку составы их испытывают изменения главным образом по содержанию трехвалентного железа и в меньшей степени по колебанию глиноземистости и хромистости. Закономерное изменение состава акцессорных хромшпинелидов в ряду пород изученной ассоциации — дунит-верлит-клинопироксенит указывает на образование этой гаммы пород в результате единого взаимосвязанного процесса.

Составы магнетитов, образованных за счет замещения хромшпинелидов из дунитов и верлитов, согласно анализам не проявляют каких-либо особенностей. Это же относится к серпентинам. Как было показано ранее /Пинус и др., 1984/, в антигоритах содержится в небольших количествах глинозем, а в лизардите его содержание очень ограничено. Железистость антигоритов из дунитов оказалась намного меньше, чем из верлитов. По содержанию остальных компонентов составы серпентинов близки. Характерным для них всех является наличие избытка кремнезема.

Амфиболы, замещающие клинопироксен в верлитах, согласно анализам представлены преимущественно tremolитом, реже куммингтонитом (см. табл. 7, ан. 30). В клинопироксените с редкими реликтами диопсида, в парагенезисе с плеонастом присутствует амфибол, отвечающий по составу ближе всего паргаситу (см. табл. 7, ан. 32), в котором по сравнению с tremolитом выше содержание глинозема, но ниже магния.

Анализируя полученные пока еще в ограниченном объеме данные по минералогии дунит–верлит–пироксенит–габбровой формации, выявили ряд особенностей химизма породообразующих и акцессорных минералов. Наиболее информативным минералом в отношении генетических построений оказался хромшпинелид. Закономерное изменение его состава в ряду пород дуниты–верлиты–пироксениты объясняется связью состава хромшпинелидов с химическим составом петрографических типов пород, обусловленных фракционированием оливина и моноклинного пироксена.

Приведенные факты по геолого–структурному положению дунит–верлит–пироксенит–габбровой ассоциации Монголии, внутренней структуре массивов, закономерному изменению вещественного состава отдельных членов ассоциации, а также результаты геохимического и минералогического изучения пород могут свидетельствовать о происхождении закономерно повторяющейся ассоциации горных пород в результате кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Безусловно, могут быть и другие взгляды на происхождение рассмотренного комплекса пород. Однако более убедительной альтернативы генезиса данной ассоциации, по мнению авторов, пока не существует. Те же объяснения, которые привлекаются для расшифровки происхождения указанной гаммы пород в результате реакционного взаимодействия габброидной магмы с уже закристаллизованными гипербазитами, с геологическими наблюдениями, приведеными в данной статье, не согласуются. Если же такие примеры и наблюдаются, то их масштабы ограничиваются уровнем минералогического явления.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов Л.В., Миронов Ю.В., Каменева Е.Е. Опыт применения кластерного анализа при изучении расслоенных интрузивов на примере Иоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) //Тез. докл. V симпоз. по геохимии магмат. пород: - М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. - с.16.

Агафонов Л.В., Баярхуу Ж., Пинус Г.В., Ступаков С.И. Металлогения Монгольской Народной Республики (полезные ископаемые, связанные с альпинотипными гипербазитами). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. - 37 с. (Препринт № 16).

Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-перidotитовый массив //Геол. и геофиз. - 1961. - № II. - С. 74-85.

Волохов И.М., Иванов В.М. Нижнекембрийский габбро-пироксенит-перidotитовый интрузивный комплекс Восточного Саяна //Геол. и геофиз.-1964. - № 5. - С. 52-68.

Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Габбро-пироксенит-дуниловая ассоциация Кузнецкого Алатау //Докл. АН СССР. - 1968. - Т.179, № 4. - С. 931-934.

Воробьев О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дуниловый пояс Среднего Урала. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 319 с.

Геология Монгольской Народной Республики. Магматизм, метаморфизм, тектоника. Т.П. - М.: Недра, 1973. - 751 с.

Геология СССР. Т. XXXVI, Читинская область. Ч. I. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 547 с.

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. - М.: Наука, 1971. - 454 с.

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляров Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна //Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. - Новосибирск, 1985.- С. 34-58.

Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. - М.: Наука, 1973. - 251 с.

Иванов О.К. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала //Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. - М.: 1980. - С. 326-353.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 387 с.

Магматические горные породы: основные породы. - М.: Наука, 1985. - 485 с.

Магматические формации СССР. Т. I. - Л.: Недра, 1979. - 259с.

Петрология и метаморфизм древних оphiолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. - Новосибирск: Наука, 1977. - 218 с.

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

Пругов В.П. Среднетерсийский габбро-пироксенит-дунитовый pluton (Кузнецкий Алатау) //Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. - М.: 1971. - С. 44-60.

Хераскова Т.И., Томуртогоо О., Хайн Е.В. Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) //Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 6. - С. 25-32.

Штейнберг Д.С., Соболев И.Д., Иванов С.Н., Овчинников Л.Н. Основные проблемы петрологии Урала //Тез. докл. Второго Уральского петрографического совещания. Общие вопросы. - Свердловск, 1966. - С. 2-II.

Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et.al. Liquidus phase relations on the join Diopside-Forsterite-Anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma //Cont. Miner. and Petrol. - 1978. - V.66, № 2. - P. 203-220.

Taylor H.F., Noble J.A. Origin of the Ultramafic Complexes in Southeastern Alaska //Rep. Twenty-First Session Norden. Part X111. Petrograph. province, igneous and metamorphic rocks. International Geol. Congr., 1960. - 451 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица I
Химический состав ультраосновных и основных пород Джерголантуйского массива, мас.%

Компо- ненты	Номер образца						
	П5834г	3290	3288	3127-I	3298	3298-I	П5833
SiO ₂	34,39	40,10	37,00	40,90	36,00	39,40	44,48
TiO ₂	0,03	0,03	0,01	0,36	0,34	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	1,59	0,73	0,70	7,80	11,30	6,92	3,54
Fe ₂ O ₃	5,66	6,21	2,65	6,42	6,91	6,99	3,86
FeO	10,60	2,48	3,05	13,85	5,66	5,83	3,64
MnO	0,15	0,16	0,11	0,24	0,28	0,20	0,16
MgO	36,11	38,30	41,58	22,89	25,00	26,70	26,47
CaO	2,53	Не опр.	0,12	7,54	5,95	5,41	12,97
Na ₂ O	He опр.	0,20	0,04	0,38	0,40	0,32	He опр.
K ₂ O	0,02	0,10	0,05	0,12	0,05	0,12	0,03
H ₂ O	He опр.	0,23	0,068	0,37	He опр.	0,44	He опр.
П.п.п.	14,32	11,87	10,33	3,32	8,42	8,15	5,48
P ₂ O ₅	0,01	He обн.	0,02	He обн.	He обн.	0,15	He обн.
NiO	0,174	0,14	0,20	0,10	He опр.	0,076	0,062
CoO	0,1002	0,011	0,011	0,012	He опр.	0,012	0,0059
CuO	0,0005	0,0006	0,0009	0,017	He опр.	0,0042	0,0073
V ₂ O ₅	0,003	0,006	0,006	0,031	He опр.	0,011	0,014
ZnO	0,010	0,0071	0,011	0,022	He опр.	0,015	0,006
Cr ₂ O ₃	0,050	0,066	0,230	0,200	He опр.	0,100	0,300
Сумма	100,44	100,09	99,74	100,80	99,82	100,72	100,42
							100,99
							100,80

Продолжение табл. I

Компо- ненты	Номер образца						3281
	3277	3276	3275	3276-I	П5836	П5834в	
SiO ₂	51,00	49,30	49,75	49,00	46,90	45,78	40,00
TiO ₂	0,12	0,12	0,07	0,24	0,54	0,15	0,41
Al ₂ O ₃	4,16	3,96	2,80	3,40	11,22	12,48	14,00
Fe ₂ O ₃	0,86	1,31	1,16	1,17	11,48	8,58	2,21
FeO	4,24	2,39	3,00	2,01	11,48	7,51	2,63
MnO	0,14	0,09	0,12	0,12	0,17	0,16	0,21
MgO	17,59	19,06	20,40	21,50	14,82	17,21	19,00
CaO	18,61	20,53	19,70	19,60	11,53	12,21	16,50
Na ₂ O	1,14	0,19	0,17	0,32	1,65	0,96	2,59
K ₂ O	0,27	0,10	0,05	0,05	0,14	0,14	0,16
H ₂ O ⁻	0,16	0,26	0,40	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
П.п.п.	1,90	2,28	2,51	2,54	1,37	2,17	1,05
P ₂ O ₅	He обн.	He обн.	0,01	He обн.	0,16	0,17	0,15
NiO	0,038	0,057	0,051	He опр.	0,024	0,031	0,02
CoO	0,0041	0,0035	0,0039	He опр.	0,0056	0,0054	0,0043
CuO	0,0007	0,0077	0,0009	He опр.	0,0007	0,0013	0,0095
V ₂ O ₅	0,036	0,029	0,034	He опр.	0,028	0,015	0,015
ZnO	0,0090	0,0073	0,067	He опр.	0,011	0,008	0,006
Cr ₂ O ₃	0,48	0,41	0,60	He опр.	0,19	0,099	0,057
Сумма	100,75	100,10	100,89	99,95	100,23	100,76	100,36
							99,86

Окончание табл. I

Компо- ненты	Номер образца							И5835
	3294	3299	И5834а	И5835а	И5832	И5828	И5838	
Si ^{0,2}	47,70	51,80	43,84	42,25	45,32	48,77	46,97	52,60
Al ^{0,2}	1,82	1,69	0,20	0,09	0,21	0,18	0,75	1,21
Al ^{2,3}	16,51	14,00	20,04	21,62	19,07	13,44	17,73	15,17
Fe ₂ O ₃	4,72	2,90	5,36	4,60	5,99	6,01	8,95	13,13
FeO	5,88	11,24						15,67
MnO	0,16	0,24	0,15	0,15	0,16	0,16	0,17	0,18
MgO	5,13	4,61	11,29	8,98	10,04	13,18	8,69	4,72
CaO	7,79	7,35	15,65	18,57	16,54	15,86	14,79	8,85
Na ₂ O	3,60	2,95	1,16	0,60	0,83	0,61	0,85	2,52
K ₂ O	2,30	0,80	0,06	0,36	0,18	0,17	0,45	0,51
H ₂ O ⁻	0,18	0,12						
П.п.п.	2,98	2,19	1,98	2,55	1,51	I,40	0,42	0,94
P ₂ O ₅	0,78	0,15	0,20	0,22	0,21	0,19	0,23	0,17
NiO	0,0089	0,0044	0,021	0,013	0,010	0,013	0,014	0,002
CoO	0,0053	0,0045	0,0038	0,0027	0,0032	0,0035	0,0039	0,0027
CuO	0,0078	0,0064	0,0018	0,0005	0,0065	0,0056	0,0032	0,0069
V ₂ O ₅	0,047	0,084	0,008	0,014	0,010	0,018	0,028	0,041
ZnO	0,021	0,019	0,004	0,005	0,007	0,005	0,008	0,012
Cr ₂ O ₃	0,023	0,026	0,045	0,036	0,045	0,190	0,042	0,022
Сумма	99,66	100,18	100,01	100,06	100,14	100,20	100,09	100,08

Примечание к таблице I

Дуниты: П5834г - Серп+Ка+Мт, 3290 - Ол+Серп+ХрШп+Мт, 3288 - Серп+
+Ол+Ка+ХрШп+Мт, верлиты: 3127-I - Ол+Кпр+Шп+Мт, 3298 - Ол+Серп+
+Кпр+Амф+Шп+Мт, П5833 - Ол+ХрШп+Кпр+Амф+Мт+Серп, 3298-I - Ол+Серп+
+Кпр+Амф+Шп+Мт, 3279 - Ол+Серп+Кпр+ХрШп+Мт, 3283 - Ол+Серп+Кпр+
+ХрШп+Мт; клинопироксениты: 3284 - Кпр+Амф+Мт, 3277 - Кпр+Амф+Эп,
3276 - Кпр+Шп+Мт, 3275 - Кпр+Шп+Мт, 3276-I - Кпр+Шп+Мт, П5836 -
- Амф+Хл, П5830 - Амф+Эп+Хл+Сос, П5834в - Амф+Хл, 3280 - Амф+Шп+
+Кпр+Хл+Мт, 3281 - Амф+Шп+Кпр+Хл+Мт; габбро: 3294 - Пл+Амф+Ка+
+Хл+Би+ТиМт+Сф, П5834а, П5835а, П5832, П5828 - Амф+Хл+Эп+Сос,
П5835 - Амф+Мт+Сос+Ап, 3299 - Пл+Амф+Хл+ТиМт+Сос; габброяиабазы:
П5838, П5829 - Кпр+Пл+Мт+Ап+Амф₁+Амф₂+Хл+Сос+Эп.

Принятые сокращения

Амф	- амфибол без точной диагностики	Серп	- серпентин
Амф ₁	- буро-зеленая роговая обманка	Сос	- соссюрит
Амф ₂	- тремолит-актинолит	Су	- сульфиды
Ап	- апатит	Сф	- сфен
ГГр	- гидрогранат	Та	- тальк
Ка	- карбонат	ТиМт	- титаномагнетит
Кпр	- моноклинный пироксен	Хл	- хлорит
Мт	- магнетит	ХрШп	- хромшпинелид
ОкFe	- окислы железа	Хр	- хризотил
Ол	- оливин	Шп	- шпинель
Опр	- ромбический пироксен	Эп	- эпидот
Пл	- плагиоклаз		

Таблица 2
Химический состав ультраосновных и основных пород Дограничного массива, мас.%

Компо- ненты	Номер образца							
	271а-81	141-81	142-81	266-81	267-81	160-81	2716-81	272а-81
SiO ₂	35,00	36,50	36,40	36,60	38,40	37,10	40,90	41,90
TiO ₂	0,07	0,05	0,04	0,05	0,14	0,33	0,27	0,42
Al ₂ O ₃	1,10	1,20	1,00	0,70	0,60	2,00	3,42	2,52
Fe ₂ O ₃	12,96	8,91	8,06	8,02	3,81	9,69	7,23	8,42
FeO	6,07	4,67	7,51	9,62	13,94	5,68	5,45	5,11
MnO	0,19	0,22	0,18	0,23	0,20	0,10	0,10	0,17
MgO	35,30	36,50	38,67	35,74	38,00	33,12	26,10	27,70
CaO	0,12	0,51	0,22	0,61	0,82	1,42	7,31	5,82
Na ₂ O	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	1,14	0,06
K ₂ O	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,35	0,07
H ₂ O ⁻	0,58	0,38	0,06	0,82	0,38	0,10	0,24	0,40
П.п.п.	8,61	10,62	7,32	7,77	3,98	10,87	7,91	9,60
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	не обн.	не обн.
NiO	0,12	0,12	0,12	0,064	0,066	0,097	0,029	0,120
CoO	0,016	0,017	0,018	0,017	0,017	0,011	0,010	0,015
CuO	0,0012	0,0019	0,0014	0,0009	0,0012	0,0042	0,0094	0,0009
V ₂ O ₅	0,006	0,010	0,008	0,006	0,005	0,0010	0,027	0,006
ZnO	0,018	0,018	0,017	0,023	0,023	0,021	0,016	0,019
Cr ₂ O ₃	0,310	0,320	0,320	0,036	0,036	0,220	0,150	0,27
Сумма	100,59	100,16	100,05	100,43	100,43	100,68	100,88	100,78
								100,65
								100,47

Продолжение табл. 2

Компо- ненты	Номер образца							184-81	184-81	283a-81
	143-81	190-3-81	190-5-81	190-4-81	287-81	283б-81	161-81			
Si ₁₀ ₂	38,60	39,50	41,10	40,40	37,10	41,80	45,00	50,00	51,40	46,20
Ti ₁₀ ₂	0,22	0,24	0,30	0,25	0,13	0,14	0,21	0,36	0,39	0,72
Al ₁₀ ₃	2,00	2,30	4,10	6,40	1,70	1,80	2,30	3,02	3,60	6,70
Fe ₂ ₃	8,93	7,23	10,17	7,79	11,23	8,09	5,09	4,43	3,65	3,55
Fe ₀	6,36	5,10	4,71	5,68	3,48	4,41	4,77	5,87	5,89	6,07
Mn ₀	0,19	0,18	0,17	0,16	0,18	0,14	0,23	0,22	0,22	0,16
Mg ₀	31,22	29,30	25,93	23,05	30,74	29,70	27,00	20,08	19,85	18,49
Ca ₀	4,84	5,10	5,26	8,69	3,65	4,34	11,60	11,44	11,75	13,46
Na ₂ ₀	0,11	0,09	0,15	0,19	0,19	0,11	0,20	0,39	0,50	0,62
K ₂ ₀	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,13	0,13	0,19
H ₂ O ⁻	0,20	0,14	0,22	0,12	0,50	0,36	0,40	0,16	0,04	0,12
П.п.п.	7,17	10,51	7,86	6,91	11,06	9,67	3,53	3,22	2,94	3,97
F ₂ ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05
Мі ₀	0,089	0,063	0,031	0,031	0,010	0,060	0,067	0,053	0,039	0,036
Co ₀	0,013	0,014	0,091	0,0110	0,0140	0,0110	0,0097	0,0068	0,0068	0,0078
Cu ₀	0,0020	0,0006	0,0098	0,0092	0,0029	0,0071	0,0120	0,0016	0,0026	0,0120
V ₂ ₅	0,020	0,024	0,027	0,021	0,016	0,021	0,027	0,034	0,033	0,045
Zn ₀	0,017	0,016	0,013	0,013	0,018	0,014	0,015	0,014	0,021	0,010
Cr ₂ ₃	0,15	0,099	0,14	0,11	0,11	0,15	0,41	0,21	0,24	0,350
Сумма	100,19	99,97	100,27	99,89	100,91	100,24	100,94	99,64	100,76	100,76

Окончание табл. 2

Компо-	Номер образца						289-81	145-81	271-81
	286-81	89	6562	182-81	144-81	2746-81			
SiO ₂	46,80	46,96	48,96	46,84	47,70	48,40	51,30	50,20	45,40
TiO ₂	0,44	0,37	0,71	1,28	1,08	0,64	0,71	0,55	1,10
Al ₂ O ₃	4,20	16,54	17,91	11,10	18,3	23,1	20,3	19,5	18,4
Fe ₂ O ₃	4,57	2,31	2,85	3,97	3,17	2,77	1,79	1,65	3,68
FeO	4,71	6,50	7,03	6,68	7,22	4,53	4,96	6,79	6,86
MnO	0,16	0,15	0,16	0,20	0,16	0,11	0,13	0,15	0,14
MgO	19,38	9,92	7,91	12,10	7,49	4,34	5,18	5,51	7,40
CaO	15,42	11,70	10,15	13,48	8,99	10,22	9,17	11,65	11,38
Na ₂ O	0,37	1,62	2,76	1,35	2,50	2,75	3,67	2,00	3,00
K ₂ O	0,05	0,54	0,50	0,44	0,80	0,29	0,28	0,19	0,61
H ₂ O ⁻	0,18	1,19	0,09	0,08	0,10	0,12	0,06	0,07	0,44
П.п.п.	3,71	2,44	1,12	2,42	2,39	2,72	2,46	1,52	2,94
P ₂ O ₅	0,02	0,23	0,15	0,14	0,06	0,03	0,03	0,07	0,08
NiO	0,039	He опр.	He опр.	0,019	0,0073	0,0073	0,0058	0,0120	0,0058
CoO	0,0078	He опр.	He опр.	0,0068	0,0039	0,0029	0,0031	0,0045	0,0044
CuO	0,0016	He опр.	He опр.	0,0090	0,0009	0,0034	0,0007	0,0055	0,0010
V ₂ O ₅	0,045	He опр.	He опр.	0,048	0,037	0,035	0,032	0,050	0,048
ZnO	0,012	He опр.	He опр.	0,017	0,018	0,017	0,012	0,015	0,016
Cr ₂ O ₃	0,190	He опр.	He опр.	0,059	0,020	0,040	0,026	0,046	0,043
Сумма	100,30	99,47	100,30	100,23	100,04	100,12	100,12	99,97	100,52

Примечание к таблице 2

Дуниты: 27Ia-8I - Ол+Серп+Мт+Хл+ОкFe, 14I-8I - Ол+Серп+Ка+Мт+ОкFe
142-8I - Ол+Ка+Серп+Мт, 266-8I - Ол+Серп+Мт+Хл+ОкFe, 267-8I -
- Ол+Серп+Ка+Кпр+Мт+Хл; верлиты: 160-8I - Серп+Кпр+Ка+Мт, 27Iб-
-8I - Кпр+Ол+Серп+Мт+ОкFe, 27Iб-I-8I - Кпр+Ол+Серп+Мт+ОкFe, 272a-
-8I - Серп+Кпр+Мт+ОкFe, 270-8I - Кпр+Серп+Ол+Ка+Мт+ОкFe, 190-2-
-8I - Кпр+Серп+Хр+Мт, 143-8I - Серп+Кпр+Ол+Мт+Ка+ОкFe, 190-3-8I-
- Серп+Ка+Кпр+Амф+Мт, 190-4-8I - Серп+Кпр+Амф+Хл+Мт, 190-5-8I-
- Серп+Кпр+Амф+Мт+Хл+ОкFe, 287-8I - Серп+Кпр+Амф+Ка+Мт, 2836-8I-
- Амф+Кпр+Серп+Ка+Мт, 284-8I - Серп+Ка+Амф+Мт+ОкFe; клинопирок-
-сениты: 16I-8I - Амф+Мт, 162-8I - Амф+Кпр+Мт, 184-8I - Кпр+Амф+
+Амф₂+ОкFe, 283a-8I - Кпр+Амф₁+Амф₂+Мт, 286-8I - Кпр+Амф+Та+Серп
+Мт; габбро: 182-8I - Амф₁+Амф₂+Пл+Кпр, 144-8I - Пл+Амф+ГиМт+Хл,
148-8I - Пл+Сос+Амф+Мт, 2746-8I - Пл+Амф+Сос+Мт, 289-8I - Пл+
+Амф+Мт, 145-8I - Пл+Амф+Би+Сос+Мт, 27Iв-8I - Пл+Амф+Сф+Сос+Би+
+Мт.

Образцы 89 и 6562 - по данным Л.А.Благонравовой /Геология
..., 1973/.

Примечание к таблице 3

Дуниты: A-24I-85 - Ол+Серп+ХрШп+Ка+Мт; верлиты: A-235-85 - Серп+
+Кпр+Амф+ХрШп+Мт, A-226-85 - Ол+Серп+Ол+Амф+Сос+Ка+Мт, A-22I-85
- Ол+Кпр+Серп+Амф+Сос+Ка+Мт, A-247-85 - Ол+Амф+Серп+Мт, A-246-85
- Ол+Серп+Амф+ХрШп+Мт; клинопироксениты: A - 239-85 - Кпр+Амф+Ол
+Мт+Сос, A-224-85 - Кпр+Амф+Ка+Мт, A-238-85 - Кпр+Амф+Хл, A-228-
-85 - Амф+Эп+ГГр+Хл, A-249-85 - Кпр+Амф+ГиМт+Шп+Хл+Су, A-250-85-
- Кпр+Амф+ГиМт+Шп+Хл+Су+Би, A-25I-85 - Кпр+Амф+ГиМт+Шп+Хл+Су+Эп;
габбро: A-229-85 - Амф+Пл+Эп+Сос, A-220-85 - Амф+Пл+Кпр+Сос, A-
-237-85 - Эп+Амф+Пл+Сос, C-104-I-85 - Кпр+Амф+Пл+Сос+ОкFe. Ана-
лизы 324, 766-3, 18520-3, 323-I, A-228-I, A-319-2, 766-I, 326
представлены В.А.Самозванцевым.

Химический состав ультраосновных и основных пород массива горы Онца-Ула, мас.%

Компо-ненты	Номер образца						A=246-85
	324	766-3	A=241-85	A=235-85	A=226-85	A=221-85	
SiO ₂	37,31	33,63	39,60	41,00	42,20	39,40	44,68
TiO ₂	Н.д.	0,09	0,18	0,18	0,14	0,12	0,16
Al ₂ O ₃	4,32	1,10	2,45	3,05	10,80	5,51	2,40
Fe ₂ O ₃	8,27	11,99	4,62	4,87	2,76	6,01	5,70
FeO	0,28	1,94	6,06	3,19	6,25	5,45	3,14
MnO	0,17	0,14	0,13	0,10	0,14	0,18	0,08
MgO	37,38	36,53	35,96	30,82	23,50	27,40	28,80
CaO	0,38	1,48	1,94	5,41	6,64	6,27	7,65
Na ₂ O	0,17	0,04	0,24	0,15	0,52	0,14	0,17
K ₂ O	0,14	0,02	0,16	0,07	0,22	0,10	0,05
H ₂ O ⁻	He опр.	0,55	0,72	0,42	0,30	0,58	1,22
П.п.п.	II,81	12,01	8,08	9,83	6,81	8,16	7,04
P ₂ O ₅	0,01	0,05	0,05	He обн.	0,03	He обн.	0,02
MnO	He опр.	He опр.	0,25	0,22	0,14	0,16	0,19
CoO	He опр.	He опр.	0,014	0,010	0,011	0,013	0,010
CuO	He опр.	He опр.	0,0023	0,010	0,014	0,0097	0,042
V ₂ O ₅	He опр.	He опр.	0,012	0,017	0,015	0,015	0,030
ZnO	He опр.	He опр.	0,010	0,0077	0,014	0,012	0,005
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	0,190	0,400	0,220	0,200	0,530
Сумма	100,24	99,82	100,49	100,04	100,84	99,44	100,97

Продолжение табл.3

Компо- ненты	Номер образца						A-249-85	A-250-85
	18520-3	323-I	A-239-85	A-224-85	A-238-85	A-228-I		
Si ₁₀ ₂	41,47	44,62	49,40	47,80	49,60	43,85	35,00	35,00
Ti ₁₀ ₂	0,26	0,28	0,36	0,51	0,33	0,19	2,82	2,95
Al ₂ ₀ ₃	9,71	6,37	3,70	4,94	5,40	13,32	13,14	12,80
Fe ₂ O ₃	4,53	4,49	1,84	2,37	0,77	4,05	15,05	13,30
FeO	5,86	4,83	5,82	6,04	3,98	5,85	10,00	11,07
MnO	0,28	0,17	0,15	0,14	0,12	0,20	0,15	0,16
MgO	24,73	26,07	20,80	19,62	18,60	14,34	8,90	9,76
CaO	7,60	10,89	15,73	13,42	17,80	13,75	11,60	11,60
Na ₂ O	0,68	0,34	0,37	0,36	0,45	0,83	0,29	0,29
K ₂ O	0,14	0,14	0,08	0,10	0,08	0,44	0,27	0,26
H ₂ O-	He опр.	He опр.	0,24	0,27	0,20	He опр.	0,44	0,38
П.п.п.	4,36	1,89	1,24	4,22	2,30	2,52	2,73	2,65
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01
NiO	He опр.	He опр.	0,067	0,072	0,076	He опр.	0,06	0,06
CoO	He опр.	He опр.	0,0074	0,0084	0,0043	He опр.	0,01	0,012
CrO	He опр.	He опр.	0,026	0,037	0,039	He опр.	0,002	0,001
V ₂ O ₅	He опр.	He опр.	0,057	0,058	0,048	He опр.	0,07	0,07
ZnO	He опр.	He опр.	0,011	0,0081	0,0096	He опр.	0,015	0,016
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	0,44	0,49	0,42	He опр.	0,29	0,25
Сумма	99,63	100,12	100,36	100,47	100,25	99,38	100,85	100,63

Окончание табл. 3

Компо-	ненты	Номер образца						A-228-85	C-I04-I-85
		A-251-85	A-229-85	A-319-2	A-220-85	A-237-85	766-1		
Si ₁₀ ₂	31,70	47,60	47,77	47,00	44,00	49,89	51,78	48,40	46,50
Ti ₁₀ ₂	3,10	1,33	0,87	0,18	0,12	0,43	0,55	0,48	0,14
Al ₁₀ ₂ ³	17,50	14,00	16,87	16,12	22,00	16,83	15,45	15,03	13,90
Fe ₂ O ₃	14,10	3,94	4,57	0,24	0,77	2,12	2,02	He опр.	2,21
FeO	11,76	3,41	5,24	4,26	2,91	4,46	5,11	8,61	3,95
MnO	0,12	0,22	0,19	0,07	0,08	0,10	0,15	0,16	0,12
MgO	7,90	8,17	8,90	12,46	9,17	8,34	10,13	10,64	15,60
CaO	9,93	9,31	9,66	16,23	16,20	13,29	10,05	10,96	15,32
Na ₂ O	0,27	2,75	1,90	0,89	0,90	1,26	2,01	1,43	0,55
K ₂ O	0,24	0,66	1,77	0,28	0,18	0,21	0,44	0,39	0,08
H ₂ O ⁻	0,50	0,26	He опр.	0,04	0,32	He опр.	He опр.	0,27	0,20
П.п.п.	3,23	2,38	2,34	2,61	3,44	2,97	0,12	3,81	1,86
P ₂ O ₅	0,01	0,12	0,11	He опр.	0,02	0,04	0,04	0,05	0,02
MnO	0,09	0,016	He опр.	0,061	0,054	He опр.	He опр.	0,034	0,051
CoO	0,012	0,0058	He опр.	0,0041	0,0031	He опр.	He опр.	0,0043	0,0054
CuO	0,002	0,015	He опр.	0,0085	0,0018	He опр.	He опр.	0,0087	0,0103
V ₂ O ₅	0,19	0,069	He опр.	0,027	0,019	He опр.	He опр.	0,032	0,030
ZnO	0,017	0,020	He опр.	0,0098	0,0098	He опр.	He опр.	0,0150	0,0073
Cr ₂ O ₃	0,29	0,053	He опр.	0,42	0,15	He опр.	He опр.	0,16	0,20
Сумма	100,98	94,32	100,19	100,91	100,34	99,94	97,85	100,48	100,74

Таблица 4

Средний состав пород Джаргалантуйского массива

Компо-ненты	I(3)	2(3)	3(2)	4(8)	5(5)	6(4)	7(2)	8(5)	9(9)	10(3)
SiO_2	42,5 2,8	46,2 1,5	42,6 0,4	43,9 2,5	50,8 0,8	47,7 1,2	40,7 0,2	45,0 1,6	46,2 2,0	51,9 2,1
TiO_2	0,03 0,01	0,06 0,04	0,25 0,13	0,10 0,12	0,13 0,07	0,28 0,18	0,36 0,08	0,9 1,3	0,63 1,00	1,61 0,34
Al_2O_3	1,2 0,6	3,4 1,5	7,8 0,4	3,7 2,9	3,8 0,7	12,6 1,0	13,2 1,5	19,0 2,8	16,2 3,9	15,6 1,4
ΣFeO	9,8 1,2	7,6 1,1	14,9 2,6	10,3 3,3	4,1 0,7	7,7 2,1	5,0 0,1	7,4 4,1	7,5 3,2	12,2 1,8
MgO	44,2 2,3	31,8 3,5	26,4 3,8	35,1 8,3	19,6 1,9	15,9 2,1	18,1 1,9	9,5 1,4	12,3 3,8	4,9 0,3
CaO	1,0 1,7	10,0 3,1	6,8 1,4	5,9 4,8	20,8 1,6	13,2 1,9	21,9 0,6	15,6 2,8	14,6 2,7	8,2 0,7
Na_2O	0,09 0,12	0,06 0,10	0,37 0,03	0,15 0,16	0,41 0,40	1,16 0,46	0,27 0,06	1,02 0,80	1,09 0,62	3,1 0,6
K_2O	0,06 0,05	0,05 0,02	0,13 0,01	0,08 0,04	0,11 0,09	0,13 0,05	0,05 0,01	0,30 0,17	0,22 0,15	1,24 1,00
P_2O_5	0,01 0,01	0,06 0,09	- 0,05	0,02 0,05	- 0,02	0,17 0,02	- 0,12	0,27 0,10	0,22 0,37	0,38 0,37
a	0,2 0,2	0,2 0,2	0,9 0,1	0,4 0,3	0,9 0,9	2,5 0,9	0,6 0,1	2,8 1,8	2,7 1,4	8,7 2,0
b	63,3 2,1	56,5 1,5	53,5 1,0	58,3 4,5	49,8 1,5	40,2 2,1	49,0 1,9	31,9 1,3	35,6 4,7	24,2 0,5
n	69,5 10,0	46,2 40,0	81,5 1,8	53,9 34,4	82,7 6,4	91,9 5,5	88,7 2,4	73,4 30,8	81,6 24,1	81,1 6,0
q	28,7 4,2	18,8 3,5	22,6 0,8	23,5 5,5	8,1 0,9	10,6 4,4	23,9 0,23	10,1 3,4	10,3 3,6	-1,8 8,0
F	II, I I, 5	II, 8 0,6	24,3 4,7	14,7 6,4	10,6 2,5	21,2 4,7	13,6 1,2	29,6 13,2	25,9 10,7	59,8 6,0
Cu	6	131	106	78 134	24	45	-	36	40	70
Ni	I7I3	I006	880	I240 470	452	220	-	I32	I7I	5I
Co	I07	95	I20	I06 2I	38	47	-	34	40	4I
Cr	2653	3867	I500	2820 2023	4625	I340	-	372	802	I70

Окончание табл.4

Компоненты	I(3)	2(3)	3(2)	4(8)	5(5)	6(4)	7(2)	8(5)	9(9)	10(3)
V	50	167	210	<u>138</u> 91	330	190	-	178	183	573
Zn	94	69	185	<u>107</u> 58	72	75	-	86	81	173

Примечание: 1 - дуниты, 2 - верлиты, 3 - плагиоверлиты, 4 - уль-трамациты, 5 - клинопироксениты, 6 - меланогаббро, 7 - троктолиты, 8 - габбро, 9 - майриты, 10 - габбродиабазы, в скобках - число анализов. В числителе - среднее значение, в знаменателе - среднее квадратичное отклонение

Таблица 5
Средний состав пород Оштаульского массива

Компо-ненты	I(3)	2(3)	3(3)	4(4)	5(10)	6(3)	7(5)	8(4)	9(13)
SiO ₂	<u>41,4</u> 2,4	<u>47,4</u> 1,1	<u>50,5</u> 0,5	<u>44,4</u> 1,1	<u>47,1</u> 2,8	<u>34,9</u> 1,8	<u>46,6</u> 1,3	<u>51,1</u> 1,6	<u>49,1</u> 2,8
TiO ₂	<u>0,10</u> 0,10	<u>0,18</u> 0,01	<u>0,41</u> 0,11	<u>0,21</u> 0,08	<u>0,26</u> 0,12	<u>3,05</u> 0,15	<u>0,16</u> 0,03	<u>0,77</u> 0,40	<u>0,50</u> 0,44
Al ₂ O ₃	<u>2,9</u> 1,8	<u>2,9</u> 0,5	<u>4,8</u> 0,9	<u>8,6</u> 2,7	<u>5,8</u> 3,0	<u>14,9</u> 2,8	<u>16,8</u> 4,2	<u>16,3</u> 1,0	<u>16,5</u> 2,7
Σ FeO	<u>11,5</u> 2,9	<u>8,6</u> 0,07	<u>7,0</u> 2,0	<u>9,2</u> 1,2	<u>8,7</u> 1,8	<u>24,4</u> 0,8	<u>6,0</u> 2,7	<u>8,0</u> 1,3	<u>7,1</u> 2,1
MgO	<u>41,2</u> 1,6	<u>32,9</u> 1,8	<u>20,3</u> 1,0	<u>27,0</u> 2,2	<u>26,8</u> 5,4	<u>9,1</u> 0,9	<u>13,2</u> 2,7	<u>9,6</u> 1,0	<u>11,2</u> 2,7
CaO	<u>1,4</u> 0,9	<u>7,1</u> 1,1	<u>16,1</u> 2,1	<u>8,3</u> 1,9	<u>10,3</u> 4,7	<u>II,4</u> 1,0	<u>15,8</u> 1,2	<u>II,1</u> 1,6	<u>13,2</u> 2,8
Na ₂ O	<u>0,17</u> 0,88	<u>0,18</u> 0,01	<u>0,41</u> 0,05	<u>0,44</u> 0,24	<u>0,35</u> 0,20	<u>0,29</u> 0,01	<u>0,82</u> 0,17	<u>1,96</u> 0,66	<u>1,45</u> 0,77
K ₂ O	<u>0,12</u> 0,08	<u>0,06</u> 0,01	<u>0,09</u> 0,01	<u>0,16</u> 0,05	<u>0,11</u> 0,06	<u>0,26</u> 0,01	<u>0,25</u> 0,16	<u>0,72</u> 0,63	<u>0,51</u> 0,52
P ₂ O ₅	<u>0,04</u> 0,03	<u>0,02</u> 0,01	<u>0,02</u> 0,01	<u>0,02</u> 0,01	<u>0,02</u> 0,01	<u>0,01</u> 0,01	<u>0,02</u> 0,02	<u>0,08</u> 0,04	<u>0,05</u> 0,04
a	<u>0,4</u> 0,3	<u>0,4</u> 0,0	<u>0,9</u> 0,1	<u>1,0</u> 0,5	<u>0,8</u> 0,4	<u>1,1</u> 0,01	<u>2,1</u> 0,6	<u>5,3</u> 1,9	<u>3,8</u> 2,1

Окончание табл.5

Компоненты	I(3)	2(3)	3(3)	4(4)	5(10)	6(3)	7(5)	8(4)	9(13)
b	61,9 3,3	55,8 0,9	48,5 1,4	51,4 3,6	51,9 3,7	44,9 2,1	36,1 6,3	28,8 1,8	32,0 5,6
n	69,9 5,2	81,0 4,0	87,2 2,5	78,2 8,1	81,8 6,5	62,7 0,6	60,2 2,5	82,1 11,4	88,0 9,3
q	-28,8 4,3	-17,1 2,5	-7,4 1,0	-20,2 2,3	-15,4 6,0	-23,9 3,0	-10,7 2,8	-3,0 4,2	-6,4 5,4
F	13,5 3,0	12,7 0,7	16,0 3,4	17,5 1,1	15,6 2,7	60,1 3,3	19,9 4,8	31,7 3,5	26,4 7,3
Ca	23	300	340	118	270	16	142	118	I30
Ni	2500	1867	717	1500	1343	700	525	250	387
Co	140	100	67	120	92	113	42	50	46
Cr	1900	5133	4500	2100	4137	2766	1800	1065	I432
V	120	256	543	150	337	1100	245	505	375
Zn	100	62	95	130	91	160	85	175	I30

Примечание: 1 - дуниты, 2 - верлиты, 3 - клинопироксениты, 4 - плагиоверлиты, 5 - ультрамафиты и субультрамафиты, 6 - рудные клинопироксениты, 7 - габбро I, 8 - габбро II, 9 - мафиты

Таблица 6
Средний состав пород Пограничного массива

Компоненты	I(5)	2(3)	3(6)	4(4)	5(I3)	6(6)	7(6)
SiO ₂	39,8 1,0	41,7 0,2	44,5 0,9	44,8 1,3	44,0 1,6	49,9 2,1	50,1 2,1
TiO ₂	0,05 0,01	0,18 0,05	0,31 0,11	0,32 0,10	0,28 0,10	0,64 0,36	0,87 0,25
Al ₂ O ₃	1,00 0,31	2,1 0,2	3,1 1,0	4,2 1,9	3,2 1,4	5,8 3,0	20,6 1,8
Σ FeO	17,9 2,1	15,7 0,4	13,7 0,8	12,4 1,8	13,7 1,6	9,6 0,7	8,5 1,6
MgO	40,1 1,4	35,2 1,7	31,2 1,7	26,8 1,6	30,8 3,5	18,6 3,2	6,0 1,3
CaO	0,5 0,3	3,6 1,9	5,9 0,6	9,9 1,7	6,6 2,7	14,1 2,0	10,3 1,2
Na ₂ O	0,05 0,01	0,13 0,08	0,13 0,04	0,47 0,51	0,23 0,31	0,62 0,39	2,72 0,66

Окончание табл. 6

Компо-ненты	I(5)	2(3)	3(6)	4(4)	5(I3)	6(6)	7(6)
K ₂ O	0,05 0,01	0,05 0,01	0,07 0,02	0,15 0,16	0,09 0,09	0,17 0,15	0,44 0,24
P ₂ O ₅	0,03 0,01	0,02 0,01	0,01 0,01	0,01 0,01	0,01 0,05	0,05 0,05	0,06 0,03
a	0,10 0,01	0,3 0,1	0,3 0,1	1,0 1,1	0,5 0,6	1,4 1,0	7,0 1,5
b	64,7 0,7	61,3 0,3	57,3 1,1	55,1 1,3	57,5 2,5	46,9 3,9	21,4 4,8
n	58,I 3,0	77,I 10,3	71,8 9,1	83,7 4,4	76,7 9,2	86,I 4,6	90,I 5,7
Q	-31,I 1,I	-26,6 0,5	-20,3 1,7	-19,8 3,1	-21,6 3,4	-7,4 3,I	-3,8 4,I
F	19,5 2,4	20,0 0,5	19,8 1,9	20,6 3,2	20,I 2,0	22,9 4,6	44,2 2,I
Cu	13	30	52	10I	62	85	20
Ni	980	953	673	397	653	373	182
Co	170	126	120	97	114	73	36
Cr	2044	1600	183I	2050	1845	1965	320
V	70	153	200	277	213	43I	395
Zn	198	186	170	145	166	143	160

Примечание: I - дуниты, 2 - верлит I, 3 - верлит II, 4 - оливиновый клинопироксенит, 5 - ультрамафиты, 6 - клинопироксенит, 7 - габбро

таблица 7

Химический состав минералов Шарголанитского массива, мас.-%

Хими- ческий элемент	Моноклинный шпекслей										Хромшишнели					
	I	II	3	4	5	6	7	8	9	IO	II	12	13	14	15	
Sio ₂	40,39	40,67	53,75	53,64	53,87	53,54	54,79	54,74	53,28	54,40	54,29	54,15	He опр.	He опр.	He опр.	
TiO ₂	He опр.	He опр.	0,06	0,08	He обн.	He обн.	0,05	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,06	0,05	0,03	0,15	0,22
Al ₂ O ₃	He опр.	He опр.	1,48	1,21	1,03	1,21	0,58	He обн.	2,23	1,16	1,08	1,15	13,52	13,63	12,78	23,52
FeO	12,31	13,41	2,14	2,12	2,46	2,09	1,98	2,26	2,92	2,49	2,30	2,36	21,90	22,48	20,26	19,54
MnO	0,20	0,20	0,09	0,09	0,05	0,04	0,04	0,09	0,14	0,13	0,10	0,15	0,65	0,61	1,86	—
MgO	47,09	45,98	16,85	16,94	16,74	16,69	17,03	16,91	16,57	16,72	17,02	17,11	7,69	7,24	7,73	10,35
CaO	0,01	0,03	24,58	24,12	24,32	24,38	24,03	24,42	24,69	24,32	24,06	23,75	He опр.	He опр.	He опр.	—
Na ₂ O	He опр.	He опр.	0,05	0,02	0,05	0,01	0,06	He обн.	0,06	0,05	0,05	0,05	*2,59	1,74	6,50	6,45
Cr ₂ O ₃	He опр.	0,06	0,11	0,09	0,05	0,09	0,16	0,20	0,04	0,05	0,16	0,17	53,34	54,21	49,95	39,47
Rio	0,19	0,21	He опр.	0,05	0,04	0,02	0,06	0,03	0,16	0,29	0,29	0,02	0,02	0,02	0,03	0,08
Cyrsma	100,19	100,56	99,09	98,36	98,61	98,12	98,78	99,56	100,15	99,59	99,14	98,96	99,77	99,96	99,29	100,18
Si	1,007	1,968	1,978	1,985	1,980	2,006	1,998	1,944	1,987	1,986	1,985	—	—	—	—	—
Al ₂ Y	—	0,032	0,022	0,015	0,020	—	0,002	0,056	0,013	0,014	0,015	0,015	—	—	—	—
Al ₂ Y	—	0,034	0,031	0,029	0,033	0,027	0,037	0,040	0,035	0,034	0,033	0,530	0,534	0,503	0,865	
Pe	0,254	0,276	0,066	0,066	0,075	0,064	0,062	0,066	0,090	0,077	0,070	0,073	0,607	0,624	0,567	0,509
Mn	0,004	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,018	0,018	0,052	0,015
Mg	1,737	1,696	0,920	0,930	0,919	0,920	0,928	0,919	0,901	0,911	0,927	0,934	0,380	0,359	0,386	0,481
Ca	—	—	0,964	0,952	0,962	0,967	0,941	0,954	0,965	0,943	0,934	*0,064	0,044	0,165	0,150	
Cr	—	—	0,004	0,004	0,002	0,004	0,007	0,008	—	0,007	0,007	1,398	1,422	1,324	0,974	
Al	0,004	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27(+)	27	25	43	
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	70(++)	71	66	49	
OH	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36(++)	2	9	8	
Fe ⁺² / ⁺³	12,76	14,08	6,69	6,63	7,55	6,50	6,26	6,89	9,98	7,79	7,02	7,23	34(++)	37	41	49
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Окончание табл. 7

Хромато-спектр		Серийная										Математика										Анфисоль
Гомо- гентин	Г7	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32						
Гомо- гентин	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	43,66	44,68	43,97	43,67	Не опр.	Не опр.	54,74	55,19	54,23	53,00	50,12						
Гомо- гентин	0,03	0,09	0,07	0,06	0,01	34,91	61,93	1,34	0,11	1,09	0,11	Не опр.	Не опр.	0,06	0,03	0,08	0,05	0,15	0,15	0,15	Не опр.	
Гомо- гентин	0,24	0,09	27,60	49,01	34,91	61,93	1,34	0,11	1,21	1,69	32,38	25,65	4,88	4,47	12,08	4,81	3,98	7,25				
Гомо- гентин	0,21	0,83	21,80	15,47	21,10	14,45	3,71	4,31	0,10	0,26	0,13	0,16	0,12	0,18	0,28	0,14	0,06	0,14				
Гомо- гентин	0,50	0,45	0,24	0,51	0,18	15,40	10,51	16,54	36,54	35,28	45,43	37,91	1,64	20,05	20,67	29,41	22,29	16,06				
Гомо- гентин	8,75	9,64	15,40	10,51	16,54	36,54	35,28	45,43	37,91	1,64	20,05	20,67	29,41	22,29	16,06							
Гомо- гентин	99,88	101,17	93,42	99,35	95,89	98,15	99,00	96,90	101,42	101,16	98,59	97,65	101,01	99,66	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	
Гомо- гентин	-	-	-	-	-	2,32	5,18	2,54	2,54	Не опр.	Не опр.	68,42	72,90	0,44	0,32	0,03	0,60	0,61				
Гомо- гентин	0,892	1,006	1,600	1,228	1,932	0,074	0,026	0,062	0,040	0,02	0,01	0,04	0,14	0,10	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	
Гомо- гентин	0,575	0,547	0,358	0,528	0,334	0,146	0,171	0,048	0,069	1,021	0,008	0,571	0,526	1,377	0,561	0,468						
Гомо- гентин	0,013	0,011	0,005	0,013	0,005	0,003	0,011	0,003	0,059	0,004	0,005	0,017	0,025	0,033	0,017	0,008	0,017	0,017	0,017	0,017	0,017	
Гомо- гентин	0,410	0,433	0,638	0,448	0,667	2,884	2,492	2,700	2,693	0,014	0,092	4,176	4,354	5,975	4,628	3,508						
Гомо- гентин	0,052	0,056	0,070	0,115	0,051	0,023	0,002	-	0,003	1,938	2,049	1,765	1,825	0,066	1,782	2,888						
Гомо- гентин	1,055	0,935	0,324	0,635	0,010	-	-	0,006	-	0,004	0,017	-	0,015	-	0,015	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	
Гомо- гентин	53	47	16	32	0,5	-	-	0,003	0,003	-	0,023	0,008	0,008	-	0,018	-	0,0167	0,0167	0,0167	0,0167	0,0167	
Гомо- гентин	2	3	6	7	2,5	4,0	4,0	4,0	4,000	-	-	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	
Гомо- гентин	45	64	47	67	5,42	6,42	7,75	2,50	-	-	12,03	10,78	18,73	10,81	11,77							
Гомо- гентин	-	-	-	-	12,64	12,66	12,72	12,59	-	-	2,14	2,12	2,10	2,15	2,12							

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Р.Н.Ильина, А.В.Владимирова

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 25.II.87. МН 09973.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 3.0. Уч.-изд.л. 2.6.
Тираж 200. Заказ 416.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

