

## ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ И МАФИТЫ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПЕТРОЛОГИЯ, ВОЗРАСТ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ

© 2010 г. Е. В. Пушкарёв\*, А. В. Рязанцев\*\*, А. А. Третьяков\*\*, А. А. Белова\*\*, И. А. Готтман\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: pushkarev@igg.uran.ru

\*\*Геологический институт РАН  
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: avryazan51@mail.ru

Поступила в редакцию 19.10. 2010 г.

В работе приводятся результаты исследования геологии, петрологии, геохимии и минералогии высокобарических пород, развитых в зоне Главного уральского разлома (ГУР) на Южном Урале. Изученные породы были разделены на три типа: 1) пироповые и оливин-шпинель-пироповые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Проведено сравнение состава уральских пород и гранатовых пироксенитов и метабазитов, образующих слои в орогенных лерцолитовых комплексах Ронда и Бени-Бусера. Показаны черты сходства и различия между этими породами. Петрохимические и геохимические особенности гранатовых пород и их сравнение с породами, входящими в структуру Миндякского лерцолитового массива, свидетельствуют, что последние не могли быть субстратом для высокобарических пород, также как и любые другие офиолитовые габброиды и ультрамафиты. Установлено, что высокобарические породы в зоне ГУР характеризуются высоким  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношением, превышающим 1, и делающим проблематичным их выплавление из лерцолитовой мантии, имеющей хондритовое  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , равное 0.8–0.9. Предполагается, что мантийный субстрат был обогащен клинопироксеном относительно оливина и ортопироксена и имел состав, отвечающий верлиту. Изотопно-геохронологические исследования показали, что события, сформировавшие изотопную систему высокобарических пород ГУР имеют позднесилурийский-раннедевонский возраст, в отличие от лерцолитов, для которых предполагается докембрийских возраст. Высказывается предположение, что формирование гранатовых пород происходит в результате кристаллизации пикритовых расплавов на глубинах, соответствующих по давлению переходу между гранатовой и шпинелевой фациями. Образование этих расплавов связано с эволюцией сублитосферного мантийного диапира, внедряющегося в области аккреции прекратившей свое существование ордовикской Губерлинской островной дуги и края Восточно-Европейского континента.

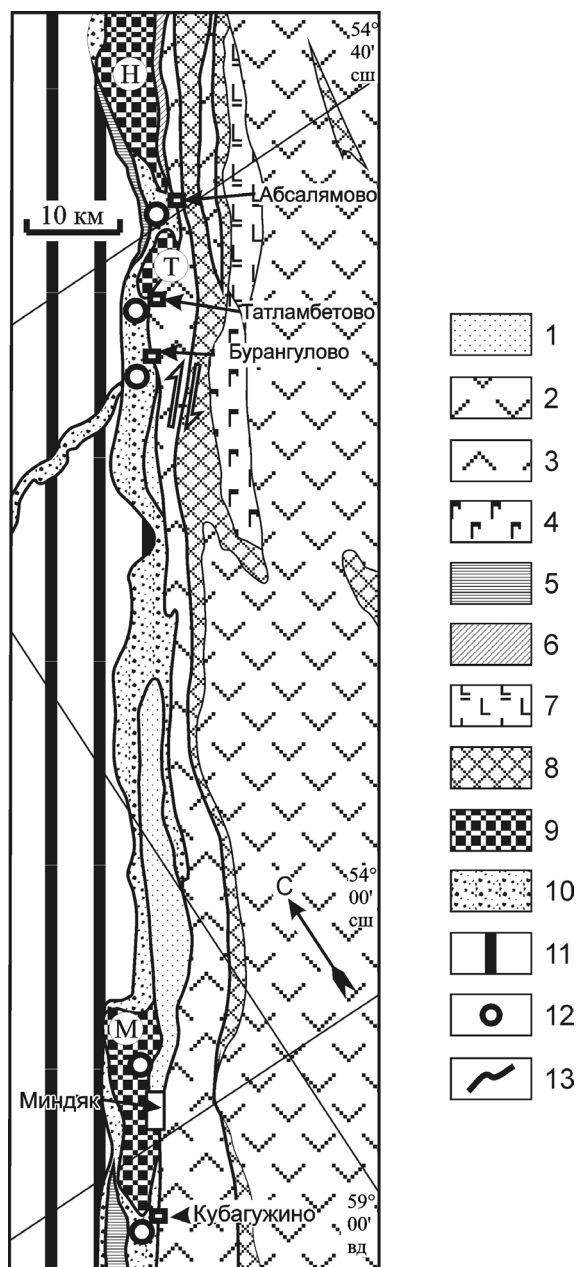
Ключевые слова: *высокобарические ультрамафиты, лерцолитовые комплексы, Главный уральский разлом, условия образования, Sm-Nd и U-Pb возраст.*

### ВВЕДЕНИЕ

Природа зоны Главного уральского надвига или, как было принято его называть долгое время, глубинного разлома, чрезвычайно сложна. Помимо того, что он разделяет в пространстве палеоконтинентальный сектор Урала на западе и палеоокеанический на востоке, он представляет собой фрагмент зоны субдукции девонского возраста, и шовную структуру по которой реализовалась коллизия Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского палеоконтинента, эксгумация ультравысокобарического максютовского комплекса и другие события более мелкого порядка [14]. Однако, поскольку наше исследование не касается структуры и эволюции этой зоны, а посвящено рассмотрению высокобарических пород, интегрированных с ней в результате проявления разных тектони-

ческих событий, мы используем общеизвестное название Главный уральский разлом (ГУР), не анализируя особенности его морфологии и кинематики.

Характерной чертой геологического строения зоны ГУР на Южном Урале является широкое развитие ультрамафитовых комплексов лерцолитового типа, слагающих массивы и мелкие тектонические блоки (рис. 1). К наиболее крупным массивам меланжевой зоны ГУР относятся Нуралинский, Миндякский и Татламбетовский. Крупнейший на Урале Кракинский лерцолитовый аллохтон оторван от корневой зоны ГУР и перемещен на запад, через зону метаморфических пород Урал-Тау [14, 31 и ссылки в этих работах]. В массивах лерцолитового типа и в окружающих их зонах меланжа были установлены высокобарические гранатовые ультрамафиты и базиты. Их состав и условия образования могут быть использованы для интерпретации



**Рис. 1.** Местонахождения гранатовых ультрамафитов на севере Присакмаро-Вознесенской зоны.

1 – осадочные комплексы  $D_2$ – $C_2$ ; 2 – ирендыкская свита ( $D_2$ ef), вулканиты базальт-андезиобазальтового состава и перекрывающие комплексы ( $D_{2,3}$ ); 3 – аратауская толща ( $D_1$ ems) (верхнетаналыкская свита), вулканиты дифференцированной серии; 4 – баймак-бурибайская свита, нижняя часть ( $D_1$ ems), базальты, андезиты, дайки аналогичного состава, вулканогенно-осадочные породы; 5 – абсалямовская толща ( $D_2$ ef), базальты, кремни; 6 – губерлинская свита ( $O_{2,3}$ ), базальты, кремни, туфы смешанного состава; 7 – поляковская свита ( $O_{1,3}$ ), базальты, кремни; 8 – офиолиты гарцбургитового типа и серпентинитовые меланжи; 9 – массивы офиолитов лерцолитового типа: Н – Нуралинский, Т – Татламбетовский, М – Миндякский; 10 – серпенинитовые меланжи с офиолитами лерцолитового типа; 11 – рифейские кварциты и сланцы, палеозойские сланцы зоны Уралтау; 12 – точки с гранатовыми ультрамафитами; 13 – тектонические границы.

процессов мантийного петрогенезиса на Урале в палеозое и в докембрии. Представление о природе уральских лерцолитовых массивов сводится к двум моделям. Часть исследователей считают, что они являются фрагментами умеренно деплетированных мантийных реститов [30, 31, 33, 71–73 и др.], сформировавшихся в процессе развития Уральского палеоокеана. Другая часть геологов отстаивает сублитосферный источник лерцолитов и связывает их формирование с рифтогенными процессами на Восточно-Европейском палеоконтиненте (ВЕРП) или его континентальной окраине [10, 18, 24].

Известное противопоставление перидотитов офиолитовых ассоциаций и орогенных лерцолитовых комплексов или массивов “корневых зон”, основано на различиях в геологическом положении массивов, их ассоциациях с вулканогенными, метаморфическими и другими породами, геохимических особенностях пород и минералов,  $P$ - $T$ - $fO_2$  условиях равновесия и т.д. Так, офиолитовые комплексы складчатых областей характеризуются преобладанием в составе сильнодеплетированных гарцбургитов с подчиненным развитием дунитов и незначительным количеством лерцолитов. Высокая степень истощения мантийных перидотитов объясняет значительные объемы комплементарных им вулканогенных пород основного состава. В полных геологических разрезах офиолитовых ассоциаций, перидотиты сосуществуют с дифференцированными габбро-перидотитовыми сериями, значительными по объему комплексами параллельных диабазовых даек и пиллоу лав, обладающих геохимическими характеристиками базальтов СОХ, бонинитов и толеитов островных дуг. Вулканогенные породы ассоциируют с глубокоководными кремнистыми осадками. Все это вместе позволяет рассматривать офиолитовые ассоциации как фрагменты океанической литосферы [9 и др.]. В офиолитовых комплексах складчатых областей и современных океанов неизвестны проявления первичных высокобарических гранатовых перидотитов, пироксенитов и т.д.

Перидотитовые массивы “корневых зон” характеризуются преобладанием в составе слабдеплетированных лерцолитов. Это объясняет отсутствие видимой связи с вулканогенными породами основного состава или чрезвычайно слабым их развитием [54, 57, 69, 74, и др.]. Лерцолитовые массивы, часто, залегают в окружении пород гранулитовой фации, субстратом для которых послужили терригенные осадки. По  $P$ - $T$  параметрам орогенные лерцолиты и, сопутствующие им габбро-перидотитовые серии, могут соответствовать гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой фациям глубинности [68, 78 и др.]. В таких комплексах встречаются разнообразные гранатовые перидотиты, пироксениты и метабазиты, которые образуют слои среди лерцолитов мощностью от первых сантиметров до нескольких метров [50, 54, 55, 57, 64, 65, 69, 74, 76 и др.].

Критерием высокobarического образования этих пород является наличие пиропы и графитовых псевдоморфоз по алмазу, указывающих на то, что давление было около 4 ГПа [4, 35, 53, 69].

Современные исследования показывают, что по степени деплетированности океанические перидотиты тоже заметно различаются [31, 32]. Офиолитовые комплексы островодужного типа характеризуются развитием сильнодеплетированных дунит-гарцбургитовых ассоциаций, фрагменты которых драгируются в глубоководных желобах. В рифтогенных структурах СОХ драгируются варьирующие по степени деплетированности гарцбургиты и лерцолиты, а степень истощения перидотитов связана прямой зависимостью со скоростью спрединга. Так, в низкоскоростных спрединговых центрах развиты слабодеплетированные лерцолиты, приближающиеся по некоторым параметрам вещественного состава к орогенным лерцолитам континентальных складчатых поясов, а в высокоскоростных – сильнодеплетированные лерцолиты и гарцбургиты [32].

Следовательно, наиболее яркой особенностью, отличающей массивы корневых зон от офиолитовых комплексов, является наличие в них высокobarических пород гранатовой фации. Поэтому присутствие гранатовых ультрамафитов и базитов как в лерцолитовых массивах, так и в составе меланжа ГУР, которое отмечалось многими исследователями [8, 12, 15 и др.], представляет значительный интерес для интерпретации генезиса перидотитов и геодинамических реконструкций. В этой статье излагаются новые данные о геологической позиции и петрологии высокobarических пород ГУР.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ГУР В РАЙОНЕ РАЗВИТИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

Серпентинитовый меланж с гранатовыми ультрамафитами и мафитами залегает узкой (6–8 км) полосой между метаморфическими породами зоны Уралтау на западе и перекрывающимися меланж ниже-среднедевонскими образованиями Западно-Магнитогорской зоны на востоке. С запада на восток выделяются следующие структуры и комплексы [2]:

1. Зона Уралтау. Кварциты и кварцито-сланцы рифея, на которых, отделяясь метаморфизованными серпентинитами, залегает тектоническая пластина, сложенная песчаниками, алевролитами и кремнями с лоховскими конодонтами [29]. Эти образования являются аналогами выделяемого в зоне Уралтау суванякского комплекса. Аналогичные породы распространены западнее, ниже Кракинских аллохтонных массивов [47]. Эти комплексы сформированы на пассивной окраине Восточно-Европейского кратона.

2. Тектоническая пластина, представленная узкой (200–300 м) линзой протяженностью около 2 км, сложенной зелеными афировыми базальтами с линзами серых кремней и седиментобрекчий (абсалимовская толща). Кремни содержат конодонты эмского и верхнеэйфельского уровня. Фрагменты этой толщи прослежены далеко на юг, где они обнажены в районе дер. Утягеново Абзелиловского района. Под Кракинскими аллохтонными массивами присутствуют тектонические покровы, сложенные аналогичными породами [34]. Умеренно-титанистые базальты этих комплексов по петрогеохимическим особенностям сравниваются с базальтами бассейнов с океанической корой.

3. Тектоническая пластина, сложенная массивами лерцолитового типа и серпентинитовыми меланжами. На этом структурном уровне распространены породы, описанные в данной статье. Ультрамафиты прорваны дайками. Дайки имеют дифференцированный базальт-андезибазальтовый состав, низкую титанистость и повышенную магнезиальность [30]. Они близки раннедевонским дайковым комплексам Магнитогорской зоны, образованным в надсубдукционной обстановке. Важным для понимания позиции ультрамафитов в девоне является факт их интродуцирования массивами и дайками роговообманковых габбро-диоритов и диоритов, для которых установлен возраст 400 млн. лет [36, 41]. В структуре меланжа присутствуют блоки пара- и ортоамфиболитов, развитых и в более южных сегментах Присакмаро-Вознесенской зоны [20, 26].

4. К востоку от Нуралинского массива протягивается тектоническая линза мощностью 400–500 м, сложенная меланжированными базальтами, туф-фитами и кремнями с конодонтами, принадлежащими стратиграфическому интервалу от верхнего лланвирна до нижнего карадока [28]. По петрогеохимическим особенностям вулканитов, можно предполагать, что толща сформирована в обстановке задугового рифтогенного бассейна.

5. В более восточных структурах, относящихся к Западно-Магнитогорской зоне, широко распространены офиолиты “гарцбургитового” типа [45]. Здесь тектонически перемешаны девонские и ордовикские офиолиты, которые находятся в основании мощного разреза девонских островодужных серий. Для офиолитовых девонских дайковых комплексов и эффузивных разрезов, особенно на уровне нижнего–среднего девона, типично присутствие пород, относящихся по химическому составу к бонинитовой серии [2 и ссылки в этой работе].

Подразделения 2–4 входят в структуру Присакмаро-Вознесенской зоны (собственно зона ГУР).

Анализируя положение описанных структур и комплексов для ранне-среднедевонского времени, можно прийти к следующим выводам. Подразделение 1 сформировано на пассивной окраине Восточно-Европейского кратона. Подразделение 2

характеризует фрагмент бассейна, который располагался между пассивной окраиной континента и Магнитогорской островной вулканической дугой. Подразделение 5 характеризует эволюцию Магнитогорской внутриокеанической островной дуги. Островодужному вулканизму, который фиксируется с эмса, в этой зоне предшествовало формирование надсубдукционных офиолитов, коровые части которых имеют возраст около 400 млн. лет [2, 20]. Подразделения 3–4, которые включают лерцолитовые массивы и меланж с гранатовыми ультрамафитами, к началу девона располагались над зоной субдукции, о чем свидетельствует присутствие даек специфического состава и интродуцирование ультрамафитов надсубдукционными габбро-диоритами и диоритами с возрастом 400 млн. лет. Раннедевонскую надсубдукционную зону характеризуют также амфиболит-гранулитовые метаморфические комплексы, располагающиеся в основании офиолитовых массивов “гарцбургитового” типа в Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зоне. Возраст метаморфизма варьирует в интервале силур–средний девон [20, 27].

В структурах 4–5 присутствуют кремнисто-вулканогенные и дайковые комплексы ордовика, представляющие фрагмент палеоряда конвергентной окраины, которая развивалась, по крайней мере, со среднего ордовика по поздний ордовик включительно. Островодужные комплексы и надсубдукционные офиолиты, сформированные на этой окраине, широко распространены в Сакмарской зоне [27, 28]. Изменение геодинамического режима этой окраины фиксируется в Сакмарской зоне с начала силура изменением состава вулканизма и полным его прекращением в позднем силуре. Геодинамическая перестройка, по-видимому, отражает коллизионные процессы, в связи с которыми произошло отмирание зоны субдукции. Возобновление развития зоны субдукции происходит, начиная с раннего девона, когда формируются островодужные комплексы Магнитогорской зоны [14].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

В зоне ГУР, на Южном Урале, гранатовые ультрамафиты и мафиты залегают в меланже между лерцолитовыми массивами: Нуралинским, Татламбетовским и Миндякским. Лишь в последнем гранатовые породы находятся в структуре массива. Изученные нами выходы высокобарических пород располагаются вблизи населенных пунктов: Абсалямово, Татламбетово, Бурангулово, Миндяк и Кубагужино (Учалинский район, Башкортостан) (рис. 1).

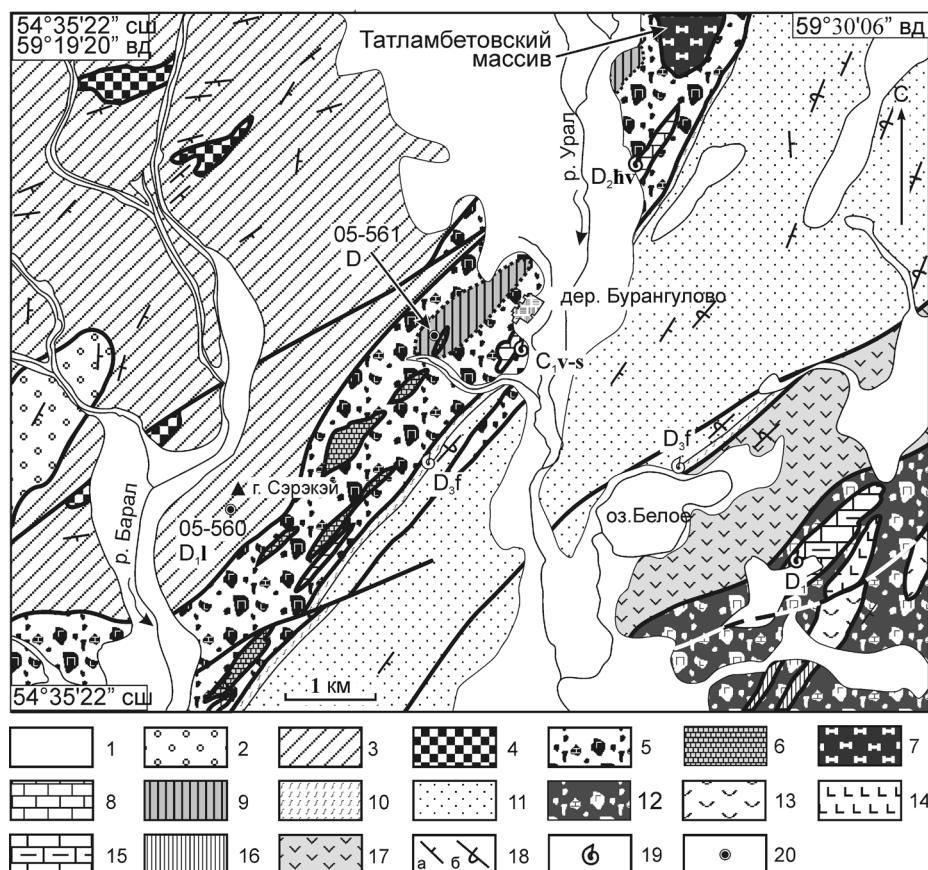
Наиболее крупное по площади выходов поле распространения гранатовых пород располагается в 1 км к юго-западу от д. Бурангулово (рис. 2).

Гранатовые пироксениты и базиты образуют здесь блоки различной величины от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, которые вместе с фрагментами лерцолитов, амфиболитов, базальтов и кремней с девонскими конодонтами заключены в серпентиниты и серпентинитовые брекчии песчано-гравийной размерности. В северо-восточном направлении выходы высокобарических пород прослежены более чем на 1 км, вплоть до долины реки Урал, а в широтном направлении ширина выходов достигает 0.5 км.

Примерно в 6 км к северу от Бурангуловского участка, вдоль южного обрамления Татламбетовского перидотитового массива, встречаются крупные блоки сильно родингитизированных гранатовых пироксенитов и базитов. Площадь развития этих пород составляет около 150 × 50 м. Вмещающие породы представлены серпентинитовыми гравеллитами. Среди блоков отмечаются лерцолиты, кремнистые породы, амфиболиты, базальты. Наиболее северные выходы зафиксированы в меланже северного обрамления Татламбетовского массива, в 4–5 км к северу от предыдущего участка и в 1.5–2 км западнее д. Абсалямово. Породы сильно родингитизированы, первичные минералы встречаются только в реликтах.

Самое южное, из известных, проявление гранатовых пород в меланжевой зоне ГУР располагается примерно в 1.5 км к юго-западу от вершины Миктитая – южного блока Миндякского лерцолитового массива и в 2 км к северо-западу от д. Кубагужино (рис. 3). Поле высокобарических пород непосредственно примыкает с юго-запада к лерцолитам, с запада окружено вулканогенными и кремнистыми породами абсалямовской толщи ( $D_{2ef}$ ), а с востока и юга – серпентинитами и серпентинитовыми гравеллитами. Они образуют здесь крупные блоки до нескольких десятков метров в поперечнике. Родингитизация пород слабая. Первичный состав сохранился. Площадь выходов гранатовых пород на поверхность составляет несколько сотен квадратных метров.

Высокобарические породы в Миндякском массиве по разнообразию и представительности превосходят все проявления, описанные выше. Это единственное место в зоне ГУР, где брекчии с фрагментами высокобарических пород залегают непосредственно в массиве (рис. 4, 5). Впервые пироксениты с гранатом были обнаружены Е.А. Денисовой [5]. Согласно ее данным, они образуют фрагменты в тектонических брекчиях, приуроченных к контакту полосчатых шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов с расслоенной дунит-клинопироксенит-габбровой серией в северной части массива Миндяк. Представления о тектонической природе этих брекчий впоследствии были поддержаны и другими исследователями [71, 72], хотя в последней своей работе они придержива-



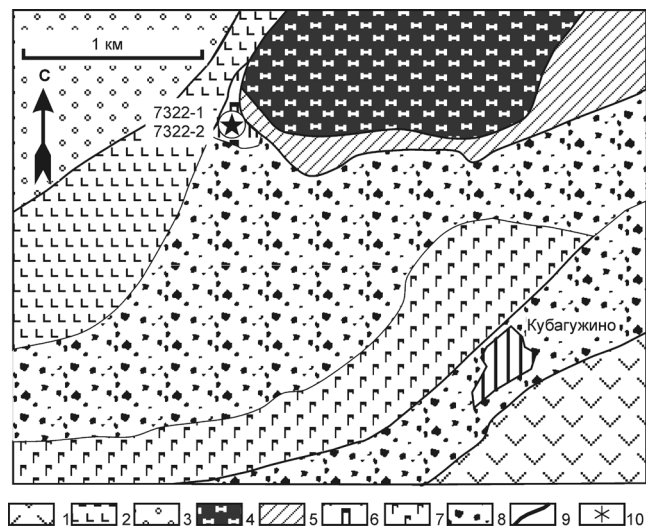
**Рис. 2.** Схема расположения гранатовых ультрамафитов в районе дер. Бурангулово и к югу от Татламбетовского массива в общей структуре района (составили А.В. Рязанцев, Н.Б. Кузнецов с использованием картографических материалов В.И. Козлова, И.С. Анисимова и др.).

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – мазаринская свита ( $R_3$ ?), аркозовые и полимиктовые метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники; 3 – суваянский комплекс ( $(S?) - D_1$ ), метаморфизованные глинисто-кремнистые сланцы; 4 – рассланцованные серпентиниты и тальковые сланцы; 5–9 – меланж в зоне офиолитов “лерцолитового типа”: 5 – серпентинитовый матрикс, 6–9 – блоки и пластины в структуре меланжа, сложенные: 6 – кремнистыми породами, 7 – лерцолитами и гарцбургитами, 8 – известняками с фауной  $C_1v-s$  и  $D_2zv$ ; 9 – ареал распространения блоков гранатовых ультрамафитов; 10 – мукасовская толща ( $D_3fr$ ), кремнистые породы; 11 – зилайская свита ( $D_3fm$ ), ритмичное переслаивание полимиктовых и туфогенных песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов; 12–16 – меланж в зоне офиолитов “гарцбургитового типа”: 12 – серпентинитовый матрикс; 13–16 – блоки и пластины в структуре меланжа, сложенные: 13 – туфами и туффи-тами улутауской свиты ( $D_2zv-D_3fr$ ), 14 – базальтами и диабазами поляковской свиты ( $O_{1-3}$ ), 15 – известняками рыскужинской толщи ( $D_1$ ), 16 – кремнистыми породами; 17 – араутаская толща ( $D_1ems$ ), лавы и туфы дифференцированной серии; 18 – залегание слоистости: а – наклонное, б – опрокинутое; 19 – места находок фаунистических остатков и их возраст; 20 – точки сбора конодонтов, их номера и возраст.

ются мнения об офиолитокластом, обвальном происхождении пород в подводных условиях [30]. Согласно данным [18], брекчиями сложено овальное в плане тело на южном склоне горы Атутэ в 2 км к северу от пос. Миндяк, протяженностью около 500 м, при максимальной ширине около 300 м. Контакты с вмещающими породами непосредственно нигде не обнажены. Брекчии неоднородны как по текстурно-структурным особенностям, так и по составу цемента, обломков и их количественным соотношениям. Количество обломочного материала варьирует от 50 до 80%. Форма включений, как правило, остроугольная, реже с закругленными ребрами и вершинами.

Размер изменяется от песчано-гравийной размерности до нескольких метров. Обломки в брекчиях представлены лерцолитами, гранатовыми и шпинелевыми вебстеритами, клинопироксенитами и метабазами.

Следует отметить, что гранатовые пироксениты и базиты входят в структуру лерцолитового массива Узьянский Крак [10, 24, 25] на Южном Урале, где они образуют субмеридионально вытянутое тело, протяженностью около 2 км и мощностью от 2 до 20 м. Однако, поскольку массив Крак представляет собой аллохтон, не имеющий в настоящий момент геологической связи со структурой ГУР, мы не рассматриваем его в этой статье.



**Рис. 3.** Гранатовые ультрамафиты в структуре серпентинитового меланжа к северо-западу от дер. Кубагузино.

1 – ирендыкская свита ( $D_{2ef}$ ), андезибазальты, андезиты; 2 – абсальмовская толща ( $D_{2ef}$ ), базальты, кремни; 3 – мазаринская свита ( $R_3?$ ), аркозовые и полимиктовые метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники; 4 – лерцолиты; 5 – полосчатый комплекс (дуниты, верлиты, пироксениты); 6 – гранатовые ультрамафиты; 7 – габбро; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – тектонические границы; 10 – точка отбора проб на выделение цирконов и их номера. 3



**Рис. 4.** Упрощенная схема геологического строения массива Миндяк по Е.А. Денисовой [5].

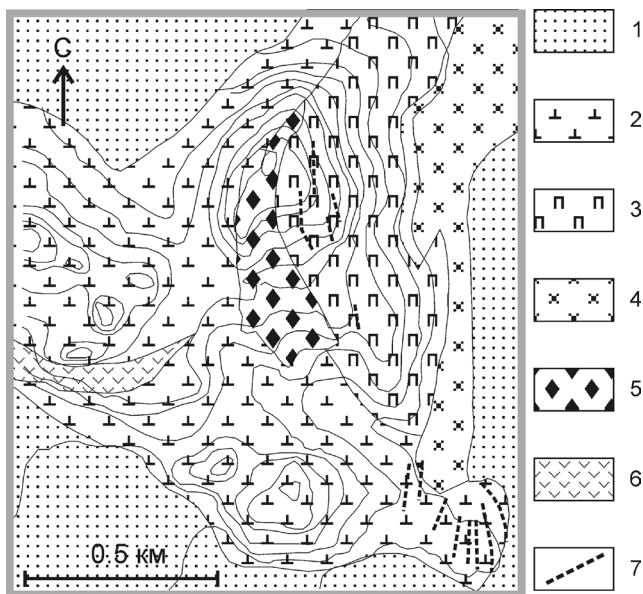
1 – четвертичные отложения, 2 – осадочные породы Протерозойского возраста, 3 – вулканогенные породы девона и карбона, 4 – лерцолиты, 5 – плагиоклазовые лерцолиты, 6 – гарцбургиты и дуниты, 7 – верлиты и клинопироксениты, 8 – габброиды, 9 – зона серпентинитового меланжа. Звездочкой на схеме отмечено положение брекчий с высокobarических породами.

## СОСТАВ БРЕКЧИЙ

Брекчии, включающие фрагменты высокobarических пород, во всех изученных нами участках подходят друг на друга (рис. 6). Цемент брекчий всегда представлен родингитом. Обломки, в зависимости от их состава и размера, родингитизированы полностью или частично. Понятие “цемент брекчий” условно, поскольку материал, заполняющий пространство между крупными фрагментами, имеет обломочную текстуру (рис. 6д). Дроблению подвержены даже зерна хромшпинелидов, включенные в цемент (рис. 6е). В зоне ГУР элементами таких брекчий являются крупные блоки размером до нескольких десятков метров и мелкие фрагменты от первых миллиметров до нескольких сантиметров, представленные гранатовыми и безгранатовыми пироксенитами и метабазами, вулканитами, кремнистыми породами и т. д. Сортировка брекчий отсутствует.

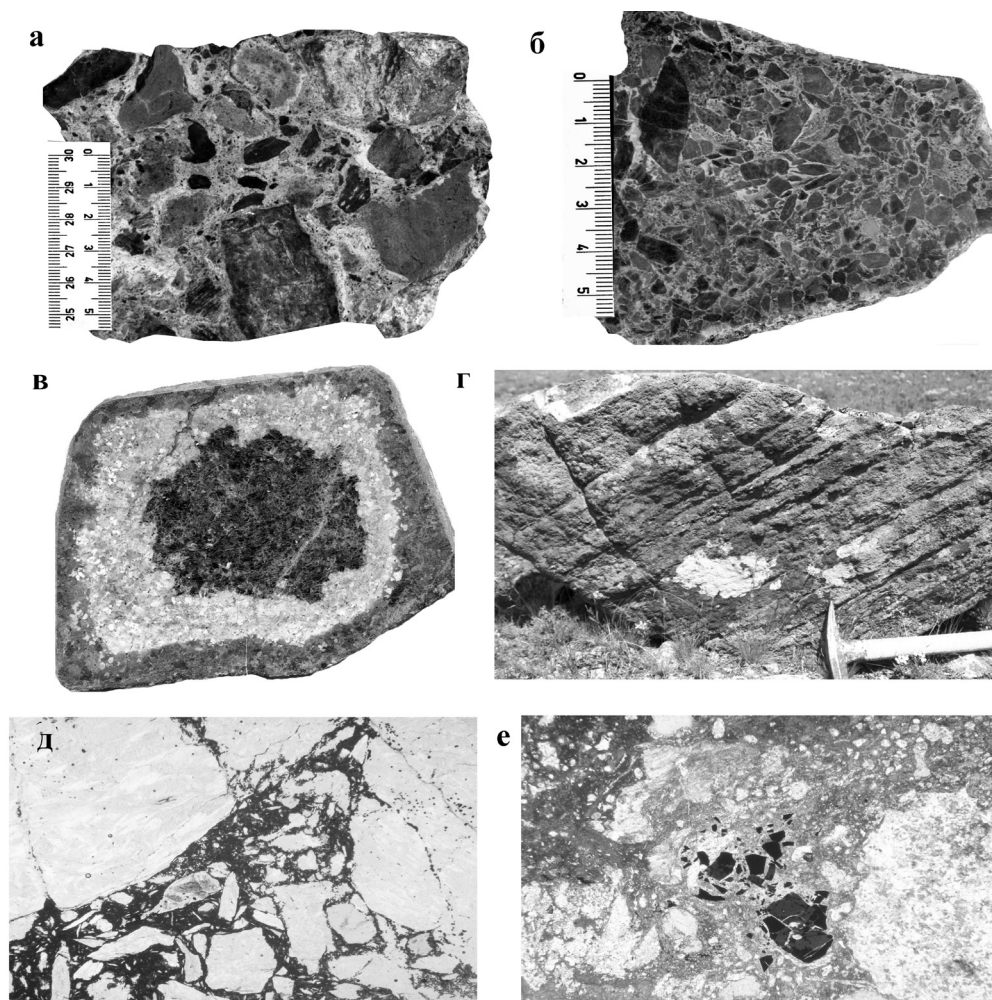
Брекчии горы Атутэ по составу обломков могут быть разделены на полимиктовые и мономиктовые. Эти определения относятся к брекчиям с песчано-гравийной крупностью фрагментов и к небольшим по площади участкам пород (рис. 6), поскольку в масштабах обнажения все брекчии являются полимиктовыми.

Представления о минеральном составе связующей массы брекчий можно получить под микроско-



**Рис. 5.** Положение родингитизированных брекчий с ксенолитами высокobarических пород в районе горы Атутэ, Миндякский массив, по данным [30].

1 – четвертичные отложения, 2 – лерцолиты шпинелевые и плагиоклазовые, 3 – пироксениты, 4 – габброиды, 5 – родингитизированные брекчии, 6 – ордовикско-силурийские базальты и фаниты, 7 – дайки диабазов.



**Рис. 6.** Фотографии родингитизированных брекчий горы Атутэ, Миндякский массив.

а – полимиктовая брекчия с алюмосиликатным цементом, заметны полосчатые или деформационные текстуры некоторых ксенолитов и каймы метасоматической родингитизации, б – мономиктовая серпентинитовая брекчия с серпентин-хлоритовым цементом, в – ксенолит гранатового базита Мк237 с зональными каймами родингитизации, размер обломка –  $8 \times 9$  см; г – крупный ксенолит полосчатых гранатовых пироксенитов из брекчий, размер ксенолита – больше 1 м по длинному измерению; д – микрообломочная структура брекчий под микроскопом, свет проходящий, поле зрения –  $3 \times 2$  мм; е – раздробленные зерна просвечивающего хромшпинелида в цементе брекчий, свет проходящий, поле зрения –  $3 \times 2$  мм.

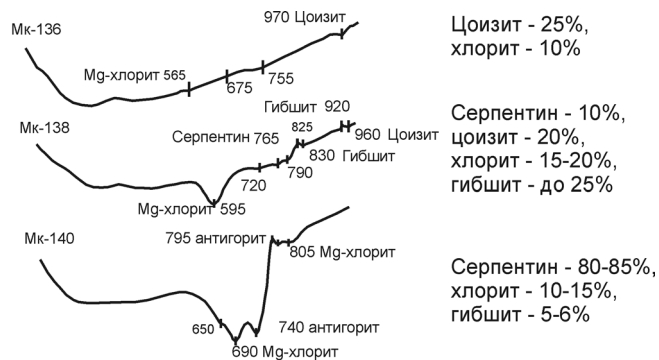
пом и по данным ДТА анализа (рис. 7). По минеральному и химическому составу (табл. 1) цемент брекчий подразделяется на два типа: 1) магнезиально-глиноземистый, состоящий из хлорита и преобладающего серпентина (ультраосновной протолит); 2) кальциево-глиноземистый, представленный смесью диопсида, амфибола, везувияна, кальциевого граната, хлорита с примесью других минералов (базитовый протолит). Цемент второго типа преобладает, что противоречит выводам исследователей о его существенно серпентинитовом составе [30, 71, 72].

Сходные по морфологии, литологии обломков и цемента брекчий описаны в обрамлении и внутри лерцолитового массива Лерц в Пиренеях [58]. Исследователи предполагают, что в процессе утонения континентальной коры и эксгумации подсти-

лающих лерцолитов происходит быстрое формирование небольших бассейнов типа пул-апарт, заполняемых фрагментами выведенных на поверхность перидотитов, карбонатных осадков и других пород. Такой механизм объясняет большинство структурно-морфологических особенностей брекчий и их взаимоотношения с перидотитами.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ГРАНАТОВЫХ ПОРОД

Высокобарические гранатовые породы по химическому и минеральному составу можно разделить на три типа: 1) пироповые вебстериты и пироп-оливин-шпинелевые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и гранатиты, 3) амфибол-

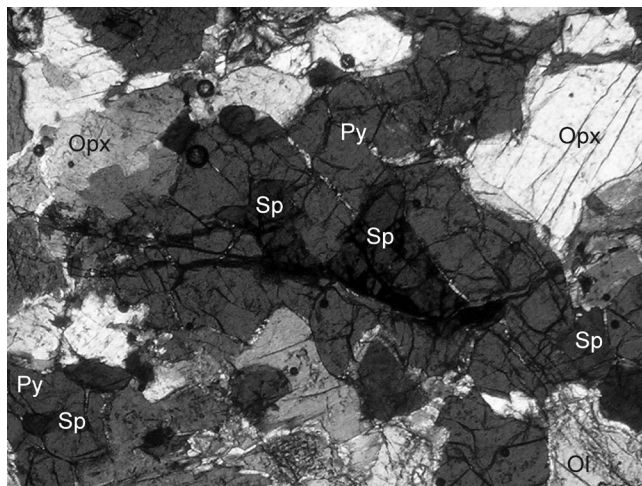


**Рис. 7.** Кривые дифференциального термического анализа (ДТА) миндякских брекчий. Показаны температуры и минералы, которым соответствуют термические эффекты. Справа показано расчетное содержание гидроксилсодержащих минералов по результатам ДТА.

пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Совместное нахождение всех трех типов пород было установлено в лерцолитовом массиве Миндяк [17, 18, 30, 71, 72]. На остальных участках сутурной зоны были встречены только породы 2 и 3 типов.

#### Тип I. Пироповые вебстериты и пироп-оливин-шпинелевые вебстериты

Это наиболее редкий тип ксенолитов в брекчиях Миндякского массива. Они образуют угловатые фрагменты размером до 20–30 см с закругленными ребрами и вершинами. С краев интенсивно родингитизированы. Мощность зоны родингитизации достигает 3–4 см, поэтому мелкие фрагменты, размером до 5–6 см, не сохраняют свой первичный состав. Структура пород варьирует от средне-, до крупнозернистой с размером зерен минералов 2–6 мм. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, с элементами порфиорокластической. Породы состоят из ортопироксена (30–40%), клинопироксена (30–40%), оливина (5–10%), пироба (5–15%), глиноземистой шпинели (<2%) и амфибола, количество которого сильно варьирует и может достигать 30–40%. По отношению к пироксенам амфибол всегда более ксеноморфный. Клинопироксен, иногда, образует крупные зерна (5–6 мм) с грубой системой широких, параллельных ламелей распада, представленных ортопироксеном и, возможно, гранатом, который замещается мелкозернистым хлоритовым агрегатом. В основной массе породы клинопироксен образует зерна размером 2–4 мм, сопоставимые по степени идиоморфизма с ортопироксеном. Зерна ортопироксена, часто несут следы высокотемпературных деформаций. Оливин представлен мелкими зернами, слагающими линзовидные зоны и участки. Состав всех темноцветных силикатов характеризуется низкой железистостью,  $f = 0.08–0.13$ . Вино-желтая хромшпинель об-



**Рис. 8.** Микрофотографии оливин-шпинель-пиропового вебстерита из включений в брекчиях горы Агутэ, массив Миндяк.

В центре крупное зерно пироба (Py) с включением прозрачной светло-бурой высокглиноземистой шпинели (Sp). Орх – ортопироксен, Ол – оливин. Никели косо скрещенные. Размер поля зрения 5 × 3 мм.

разует ксеноморфные зерна, включенные в пироп (рис. 8). Она представлена высокоглиноземистой разностью. Гранат относится к пиропу с 65–70 мол % пиропового компонента. Он образует крупные зерна, размером 5–6 мм, светло-сиреневого цвета. На контакте с оливином, шпинелью и, реже, с клинопироксеном, гранат имеет реакционные зоны.

#### Тип II. Гранатовые клинопироксениты и амфибол-рутиловые гранатиты

Наиболее распространенный тип высокобарических пород. Дж. Скэрроу с соавторами [71, 72] выделила их, в так называемый, первый тип гранатовых метагбродов. Структура пород средне-, крупнозернистая. Текстура полосчатая, обусловленная чередованием полос с разным соотношением граната и других минералов либо полос с разной зернистостью (рис. 6г). В массиве Миндяк гранатовыми пироксенитами сложены фрагменты величиной до 2 м. Породы состоят из клинопироксена, граната, ортопироксена и амфибола. Ааццессорные минералы представлены: апатитом, цирконом, ильменитом, рутилом и сфеном. При родингитизации породообразующие минералы замещаются клиноцоизитом, хлоритом, везувианом, гранатамиgrossуляр-андрадит-шорломитового состава.

Клинопироксен является преобладающим минералом (50–80%), ортопироксен часто присутствует, но в небольшом количестве. Химический состав клинопироксена широко варьирует по содержаниям глинозема, хрома, титана, натрия. Железистость его постоянно низкая – 0.10–0.14 и практически совпадает с величиной этого параметра в клинопи-

роксенах из пироповых вебстеритов. Обычное содержание граната 10–20%. Цвет граната варьирует от ярко-красного, до красновато-бурого и светло-сиреневого. По составу гранат соответствует кальциевому альмандин-пиропу. Доля пироба составляет в нем 40–50 мол. %, а Са-компонента – 30–40 мол. %. В некоторых случаях, гранат начинает доминировать и породы переходят в гранатиты с 75–80% граната. Гранатиты образуют участки неправильной морфологии среди гранатовых клинопироксенитов. Они в большом количестве содержат циркон, апатит и рутил. Светло-окрашенный амфибол паргасит-эденитового ряда занимает межзерновое пространство между клинопироксеном и гранатом.

### Тип III. Амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты

Породы широко распространены в меланже зоны ГУР (рис. 1–3). Эти породы были выделены Дж. Скэрроу [71, 72] как второй тип гранатовых метагабброидов. Породы мелко-, среднезернистые с сидеронитовой структурой, обусловленной высоким содержанием рудного минерала (1–5%). Отмечаются полосчатые и пятнистые текстуры, вызванные неравномерным распределением граната и темноцветных минералов. Породы состоят из буровато-зеленого амфибола и красновато-бурого граната, в сумме составляющих до 80 %. Постоянно присутствует клинопироксен с заметным зеленым плеохроизмом в шлифах. В проходящем свете амфибол имеет светло-зеленовато-бурю окраску. По химическому составу соответствует магнезиальному гастингситу или эдениту. Гранат в шлифах розовый и характеризуется высокой железистостью 0.3–0.4 и очень высокой долейgrossулярового компонента, достигающей 40 мол. % и более. Рудный минерал представлен преобладающим ильменитом и, реже, магнетитом. Ильменит обрастает и замещается сфеном, который образует и самостоятельные зерна. Породы содержат много апатита, до 1–1.5%.

Из приведенного выше описания следует, что высокобарические ультрамафиты и базиты тесно ассоциированы в меланжевой структуре ГУР с лерцолитами. Однако нигде не было обнаружено геологических взаимоотношений лерцолитов с гранатовыми породами, например, таких, какие установлены в орогенных лерцолитовых комплексах, где гранатовые породы образуют в перидотитах слои и линзы [50, 54, 55, 57, 63, 64, 69, 74 и др.].

Для данного исследования представляется важным провести сравнение различных типов высокобарических пород, установленных в Миндякском массиве и в меланжевой зоне ГУР, с гранатовыми пироксенитами и базитами, образующими слои в перидотитах орогенных лерцолитовых комплексов Средиземноморья, Центральной Европы, Японии и других областей. Орогенные лерцолитовые

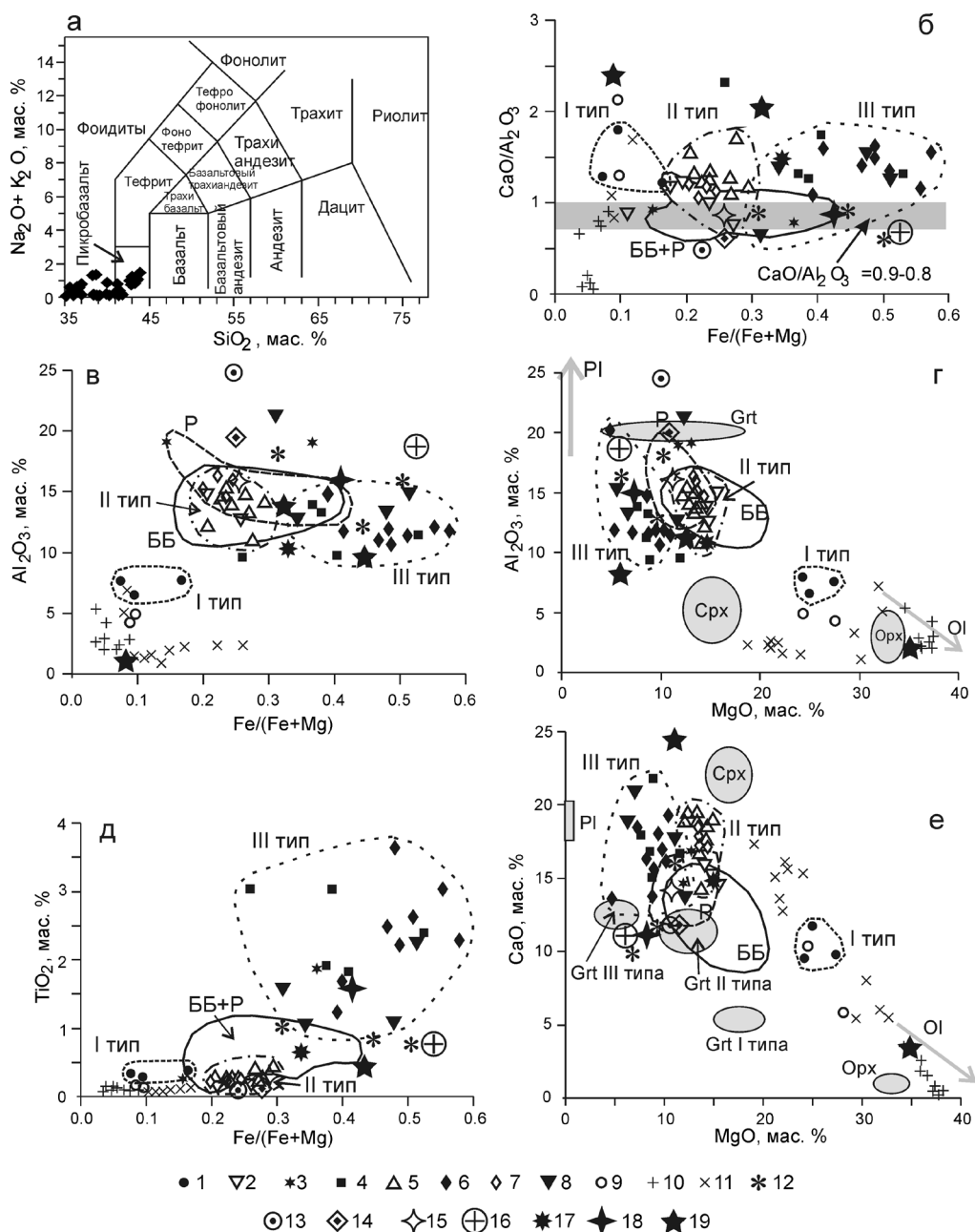
комплексы рассматриваются многими исследователями как фрагменты слабодеплетированной сублитосферной мантии, сохраняющей признаки формирования в условиях гранатовой или алмазной фаций глубинности [4, 35, 69].

Гранатовые пироксениты и базиты представляются в некоторых моделях продуктами глубинной кристаллизации расплавов, выплавившихся из сублитосферной мантии. Однако, большинство исследователей придерживаются альтернативной рециклинговой гипотезы и рассматривают гранатовые породы как продукты высокобарической трансформации низкобарических габброидов или ультрамафитов, в том числе и офиолитовых, на стадии их погружения совместно с океанической литосферой в зонах субдукции, либо как продукты глубинной кристаллизации расплавов, выплавившихся из первично низкобарических, коровых пород, включая пелагические осадки [57, 64, 65]. Представленный в этой статье материал дает дополнительную информацию для обсуждения этих альтернативных гипотез.

### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД, ПРОБЛЕМА СУБСТРАТА

Все изученные нами высокобарические породы в зоне ГУР обладают низкими содержаниями  $\text{SiO}_2$  – <45 мас. %, суммой щелочей и высоким уровнем  $\text{MgO}$  – >10 мас. %, что характеризует их как пикритобазальтовые (рис. 9) или ультраосновные породы (табл. 1 и 2). Петрохимическое изучение подтверждает разделение пород на три типа. Так, **пироповые вебстериты (тип I)** характеризуются низкой железистостью  $f = 0.08–0.17$  и содержат до 27 мас. %  $\text{MgO}$ . Наиболее магнезиальные разности приближаются по составу к лерцолитам Миндякского массива (табл. 3). Пироповые вебстериты не имеют аналогов среди гранатовых пород, образующих слои в орогенных лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера, которые характеризуются более высокой железистостью и походят на гранатовые пироксениты, выделенные нами во II тип (рис. 9). Гранатовые вебстериты характеризуются очень низкими содержаниями титана, щелочей и фосфора. По уровню этих элементов они также близки к лерцолитам, верлитам и оливиновым клинопироксенитам Миндяка и к перидотитам других лерцолитовых массивов Урала и Мира. На диаграммах  $\text{CaO}–\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3–\text{MgO}$  пироповые вебстериты лежат, соответственно, на линиях клинопироксен-ортопироксенового и ортопироксен-гранатового контроля, отражая ведущую роль этих минералов в составе пород.

Пироповые вебстериты обладают необычно высоким отношением  $\text{CaO}$  к  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , превышающим 1.0 (рис. 9), что отличает их от гранатовых пироксенитов и базитов из орогенных лерцолитовых комплексов Мира, в которых  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  равно 0.8–0.9, соотносится к соотношению этих элементов в хондри-



**Рис. 9.** Петрохимические диаграммы, отражающие составы высокобарических пород ГУР, Миндякского массива, и пород из орогенных перидотитовых комплексов. а. Классификационная диаграмма ( $K_2O + Na_2O$ )– $SiO_2$ . На диаграмме нанесены все типы высокобарических пород ГУР. На диаграммах б–е условные обозначения общие. I–III – поля соответствующих выделенных типов высокобарических пород ГУР. На диаграмме б горизонтальной серой линией показано  $CaO/Al_2O_3$  отношение в примитивной перидотитовой (пиролитовой) мантии. ББ здесь и далее – поле гранатовых пироксенитов и метабазитов массива Бени-Бусера, Марокко, Р здесь и далее – поле гранатовых пироксенитов и метабазитов массива Ронда [69, 74]. На диаграммах г и е нанесены поля составов главных породообразующих минералов из высокобарических пород Миндякского массива: Cpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Grt – гранат, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз.

1–4 – высокобарические породы Миндякского массива: 1 – пироповые вебстериты, 2 – гранатовые клинопироксениты, 3 – гранатиты, 4 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 5–6 – высокобарические породы ГУР (д. Бурангулово, Татламбетово): 5 – гранатовые клинопироксениты, 6 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 7 – гранатовые метагаббро Миндякского массива I типа [71]; 8 – гранатовые метагаббро Миндякского массива II типа [71]; 9 – шпинелевые вебстериты из включений в брекчиях Миндякского массива; 10–12 – породы Миндякского массива: 10 – перидотиты, 11 – верлиты и клинопироксениты, 12 – габбро; 13–19 – средние составы пород: 13–15 – Кемпирсайский офиолитовый массив [39]: 13 – троктолиты, 14 – оливиновые габбро, 15 – габбро; 16–17 – Кытлымский массив [7]: 16 – габбро-нориты, 17 – тылаиты; 18 – базальты COX [75]; 19 – валовой состав разных типов брекчий Миндякского массива.

**Таблица 1.** Содержания петрогенных (мас. %) элементов и Rb и Sr (г/т) в высокобарических гранатовых породах и родингитовых брекчиях Миндякского массива

| № пробы                            | Мк70    | Мк71    | Мк224   | Мк67    | Мк68    | Мк143   | Мк238   | Мк214   | Z628/2  |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Компонент                          | 1       | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       | 9       |
| SiO <sub>2</sub>                   | 43.33   | 40.02   | 43.00   | 43.07   | 42.85   | 42.73   | 43.61   | 36.50   | 37.03   |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.27    | 0.31    | 0.37    | 0.26    | 0.17    | 0.02    | 0.22    | 1.87    | 1.88    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 6.56    | 7.65    | 7.84    | 13.73   | 14.96   | 19.29   | 12.56   | 19.13   | 13.76   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 1.22    | 0.20    | 3.99    | 2.78    | 2.58    | 0.08    | 5.59    | 3.24    | 7.17    |
| FeO                                | 3.59    | 3.95    | 5.20    | 5.42    | 5.06    | 3.94    | 4.40    | 9.40    | 8.23    |
| MnO                                | 0.12    | 0.13    | 0.19    | 0.14    | 0.12    | 0.15    | 0.16    | 0.23    | 0.22    |
| MgO                                | 24.91   | 27.41   | 24.30   | 14.10   | 15.56   | 12.83   | 14.81   | 11.80   | 7.66    |
| CaO                                | 11.74   | 9.77    | 9.56    | 15.93   | 14.62   | 16.84   | 15.37   | 14.41   | 17.91   |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.76    | 0.81    | 1.20    | 0.68    | 0.62    | 0.87    | 1.00    | 0.60    | 0.60    |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.06    | 0.05    | 0.02    | 0.16    | 0.13    | 0.12    | 0.08    | 0.05    | 0.21    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.04    | 0.03    | 0.02    | 0.03    | 0.05    | 0.01    | 0.01    | 0.52    | 0.59    |
| ппп                                | 6.98    | 9.91    | 3.70    | 2.41    | 2.29    | 1.72    | 1.90    | 1.90    | 4.22    |
| Сумма                              | 99.58   | 100.24  | 108.18  | 98.71   | 99.01   | 98.60   | 99.70   | 99.66   | 99.48   |
| Fe/(Fe+Mg)                         | 0.09    | 0.08    | 0.17    | 0.24    | 0.21    | 0.15    | 0.26    | 0.37    | 0.51    |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.79    | 1.28    | 1.22    | 1.16    | 0.98    | 0.87    | 1.22    | 0.75    | 1.30    |
| Rb г/т                             | Н. опр. | Н. опр. | 6       | 0       | 0       | Н. опр. | 5       | 8       | Н. опр. |
| Sr г/т                             | Н. опр. | Н. опр. | 44      | 189     | 224     | Н. опр. | 59      | 359     | Н. опр. |
| № пробы                            | Мк69    | Мк237   | Z627/7  | Z627/8  | Мк141   | Мк142   | Мк136   | Мк138   | Мк140   |
| Компонент                          | 10      | 11      | 12      | 13      | 14      | 15      | 16      | 17      | 18      |
| SiO <sub>2</sub>                   | 35.60   | 38.68   | 35.20   | 36.25   | 47.36   | 48.13   | 39.04   | 33.27   | 39.70   |
| TiO <sub>2</sub>                   | 1.81    | 2.39    | 3.03    | 3.02    | 0.17    | 0.21    | 0.32    | 0.18    | 0.09    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 9.64    | 11.43   | 9.42    | 13.33   | 4.48    | 4.92    | 8.28    | 13.60   | 1.28    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 7.24    | 9.24    | 9.56    | 6.07    | 0.02    | 0.71    | 7.59    | 7.58    | 3.20    |
| FeO                                | 8.31    | 9.50    | 5.54    | 9.70    | 5.02    | 3.95    | 2.51    | 2.87    | 3.58    |
| MnO                                | 0.22    | 0.25    | 0.22    | 0.24    | 0.11    | 0.13    | 0.07    | 0.07    | 0.09    |
| MgO                                | 12.00   | 8.86    | 8.88    | 8.67    | 28.18   | 24.38   | 6.82    | 12.23   | 35.81   |
| CaO                                | 16.90   | 15.05   | 21.80   | 16.91   | 5.93    | 10.47   | 32.28   | 27.37   | 3.08    |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.38    | 1.10    | 0.04    | 0.40    | 0.81    | 0.90    | 0.25    | 0.03    | 0.20    |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.21    | 0.26    | 0.04    | 0.09    | 0.08    | 0.07    |         |         |         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.65    | 0.60    | 0.46    | 0.44    | 0.03    | 0.03    | 0.03    | 0.06    | 0.01    |
| ппп                                | 5.01    | 2.30    | 5.38    | 4.44    | 6.08    | 5.09    | 2.37    | 3.02    | 11.85   |
| Сумма                              | 97.97   | 99.66   | 99.57   | 99.56   | 103.31  | 98.99   | 99.56   | 100.28  | 98.89   |
| Fe/(Fe+Mg)                         | 0.41    | 0.53    | 0.47    | 0.49    | 0.09    | 0.09    | 0.43    | 0.31    | 0.09    |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.75    | 1.32    | 2.31    | 1.27    | 1.32    | 2.13    | 3.90    | 2.01    | 2.41    |
| Rb г/т                             | 0       | 17      | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. |
| Sr г/т                             | 130     | 108     |         | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. |

Примечание. 1–3 – оливин-шпинель-пироповые вебстериты, 4–7 – гранатовые клинопироксениты, 8 – гранатиты, 9–13 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты, 14–15 – оливин-шпинелевые вебстериты, 16–18 – валовые составы родингитизированных брекчий: 16–17 – известково-глиноземистые (гранат-пироксен-везувиан-хлоритовые), 18 – тремолит-хлорит-серпентиновые. Анализы выполнены рентгенфлуоресцентным методом на СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), руководитель С.Л. Вотьяков, и в аналитической лаборатории ГИН РАН (Москва). Н. опр. – не определялось.

те. Высокая известковистость пород отражается и в их нормативном составе. Так, несмотря на присутствие модалного ортопироксена, в нормативном составе он отсутствует, а CIPW норма соответствует меланократовому оливиновому габбро или пикритобазальту с долей плагиоклаза менее 30%. Согласно экспериментальным данным, состав таких расплавов отвечает высокобарической котектике An-Di-Ol при давлении не менее 15 кбар [39, 70].

**Гранатовые пироксениты (тип II)**, по сравнению с пироповыми вебстеритами, обладают более высокой железистостью  $f = 0.15–0.25$  (рис. 9).

Содержания CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них также существенно выше, чем в вебстеритах (табл. 1), а TiO<sub>2</sub> сохраняется примерно на том же низком уровне, менее 0.4% (рис. 11). Содержание MgO высокое и варьирует в интервале 12–16 мас. %. По железистости, содержания алюминия и магния и других компонентов, пироксениты II типа практически идентичны гранатовым породам, образующим слои в лерцолитах массивов Ронда и Бени-Бусера [54, 55, 57, 69, 74 и др.]. От последних уральские пироксениты отличаются более низкими содержаниями титана и высоким CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношением, превышающим 1 (рис. 9).

**Таблица 2.** Содержания петрогенных (мас. %) элементов в высокобарических гранатовых породах зоны Главного уральского разлома

| № пробы                            | N601/7 | N606   | Z613/1 | Мк-200  | Мк-204  | Z614/3 | 561-4  |
|------------------------------------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|
| Компонент                          | 1      | 2      | 3      | 4       | 5       | 6      | 7      |
| SiO <sub>2</sub>                   | 40.90  | 39.94  | 38.82  | 43.90   | 38.30   | 41.49  | 38.46  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.27   | 0.43   | 0.40   | 0.26    | 2.62    | 1.24   | 1.70   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 15.47  | 14.13  | 14.76  | 13.25   | 11.40   | 14.69  | 11.89  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 3.84   | 4.63   | 3.63   | Н. опр. | Н. опр. | 5.38   | 6.51   |
| FeO                                | 3.59   | 5.75   | 4.89   | 9.24    | 16.86   | 5.15   | 7.03   |
| MnO                                | 0.14   | 0.19   | 0.13   | 0.18    | 0.31    | 0.20   | 0.27   |
| MgO                                | 12.77  | 13.17  | 12.42  | 13.81   | 8.90    | 8.54   | 10.36  |
| CaO                                | 19.38  | 16.69  | 18.82  | 14.44   | 15.11   | 16.34  | 19.23  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.17   | 0.17   | 0.08   | 1.40    | 1.30    | 0.34   | 0.11   |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.05   | 0.03   | 0.04   | 0.08    | 0.02    | 0.06   | 0.04   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.05   | 0.01   | 0.09   | 0.01    | 0.62    | 0.13   | 0.32   |
| ппп                                | 3.22   | 4.68   | 5.10   | 2.50    | 3.40    | 5.79   | 3.59   |
| Сумма                              | 99.85  | 99.82  | 99.18  | 99.07   | 98.84   | 99.35  | 99.51  |
| Fe/(Fe + Mg)                       | 0.23   | 0.29   | 0.27   | 0.27    | 0.51    | 0.39   | 0.41   |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.25   | 1.18   | 1.28   | 1.09    | 1.33    | 1.11   | 1.62   |
| № пробы                            | N601/8 | A602/1 | A602/2 | A604/1  | A604/2  | Z637/1 | A603   |
| Компонент                          | 8      | 9      | 10     | 11      | 12      | 13     | 14     |
| SiO <sub>2</sub>                   | 38.34  | 41.38  | 41.86  | 41.22   | 40.30   | 30.48  | 38.64  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 2.19   | 0.24   | 0.29   | 0.25    | 0.28    | 2.78   | 0.12   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 12.00  | 13.84  | 12.24  | 14.24   | 10.90   | 20.27  | 6.15   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 6.54   | 2.44   | 3.04   | 3.64    | 5.57    | 9.48   | 5.43   |
| FeO                                | 10.06  | 5.57   | 4.02   | 4.13    | 4.74    | 8.98   | 3.09   |
| MnO                                | 0.29   | 0.16   | 0.15   | 0.13    | 0.17    | 0.20   | 0.15   |
| MgO                                | 9.29   | 13.70  | 14.58  | 14.02   | 14.24   | 4.94   | 28.28  |
| CaO                                | 18.03  | 18.87  | 19.15  | 17.47   | 18.65   | 13.59  | 6.38   |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.15   | 0.10   | 0.12   | 0.65    | 0.10    | 0.06   | 0.09   |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.01   | 0.02   | 0.02   | 0.16    | 0.01    | 0.03   | 0.02   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.30   | 0.01   | 0.01   | 0.01    | 0.01    | 0.27   | 0.01   |
| ппп                                | 2.62   | 3.46   | 4.58   | 3.52    | 4.90    | 8.30   | 11.00  |
| Сумма                              | 99.82  | 99.79  | 100.05 | 99.43   | 99.86   | 99.38  | 99.36  |
| Fe/(Fe + Mg)                       | 0.49   | 0.24   | 0.20   | 0.23    | 0.27    | 0.66   | 0.14   |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.50   | 1.36   | 1.56   | 1.23    | 1.71    | 0.67   | 1.04   |
| № пробы                            | Z675/1 | Z676/7 | Z676/8 | Z677/1  | 7322-2  | 7322-1 | Z677/2 |
| Компонент                          | 15     | 16     | 17     | 18      | 19      | 20     | 21     |
| SiO <sub>2</sub>                   | 39.12  | 37.00  | 32.23  | 36.07   | 36.76   | 34.68  | 32.65  |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.23   | 3.03   | 3.66   | 2.29    | 2.48    | 1.98   | 2.23   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 14.98  | 11.99  | 10.75  | 11.85   | 11.48   | 14.58  | 12.60  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 2.94   | 6.38   | 7.55   | 7.64    | 7.00    | 7.38   | 7.59   |
| FeO                                | 3.69   | 14.52  | 9.93   | 11.33   | 10.04   | 8.16   | 10.24  |
| MnO                                | 0.12   | 0.45   | 0.16   | 0.42    | 0.25    | 0.34   | 0.28   |
| MgO                                | 13.30  | 8.97   | 9.94   | 7.33    | 10.20   | 9.89   | 10.05  |
| CaO                                | 19.56  | 13.95  | 16.95  | 18.38   | 16.19   | 16.89  | 15.31  |
| Na <sub>2</sub> O                  | 0.10   | 0.14   | 0.05   | 0.10    | 0.03    | 0.04   | 0.06   |
| K <sub>2</sub> O                   | 0.02   | 0.03   | 0.03   | 0.02    | 0.58    | 0.07   | 0.04   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.03   | 0.28   | 0.89   | 1.90    | 0.42    | 0.47   | 0.71   |
| ппп                                | 5.15   | 2.84   | 7.30   | 2.20    | 3.96    | 4.85   | 7.63   |
| Сумма                              | 99.24  | 99.58  | 99.44  | 99.53   | 99.39   | 99.33  | 99.39  |
| Fe/(Fe + Mg)                       | 0.21   | 0.55   | 0.48   | 0.58    | 0.47    | 0.45   | 0.48   |
| CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.31   | 1.16   | 1.58   | 1.55    | 1.41    | 1.16   | 1.22   |

Примечание. 1–8 – район д. Бурангулово: 1–4 – гранатовые клинопироксениты, 5–8 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты, 9–14 – район д. Татламбетово: 9–12 – гранатовые клинопироксениты, 13 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые метабазиты, 14 – вебстерит, 15–21 – район д. Кубагузино: 15 – гранатовый пироксенит, 16–21 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Анализы выполнены рентгенфлюоресцентным методом на СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), руководитель С.Л. Вотяков, и в аналитической лаборатории ГИН РАН (Москва). Н. опр. – не определялось.

**Таблица 3.** Содержания петрогенных (мас. %) элементов, Rb и Sr (г/т) в породах массива Миндяк

| № пробы                        | Мк18   | Мк27    | Мк53    | Мк60   | Мк91   | Мк90  | Мк93   |
|--------------------------------|--------|---------|---------|--------|--------|-------|--------|
| Компонент                      | 1      | 2       | 3       | 4      | 5      | 6     | 7      |
| SiO <sub>2</sub>               | 42.11  | 42.01   | 39.09   | 51.30  | 44.20  | 52.00 | 50.33  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.04   | 0.08    | 0.08    | 0.06   | 0.07   | 0.13  | 0.06   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.25   | 2.82    | 5.36    | 3.25   | 1.00   | 2.10  | 1.34   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.49   | 1.47    | 3.97    | 3.69   | 5.00   | 1.34  | 2.21   |
| FeO                            | 4.70   | 5.78    | 2.23    | 3.61   | 3.97   | 4.70  | 3.61   |
| MnO                            | 0.13   | 0.11    | 0.13    | 0.10   | 0.11   | 0.13  | 0.11   |
| MgO                            | 36.05  | 35.85   | 34.04   | 29.43  | 30.16  | 18.80 | 24.13  |
| CaO                            | 1.82   | 2.53    | 3.54    | 5.53   | 8.06   | 17.30 | 15.38  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.09   | 0.10    | 0.09    | 0.12   | 0.09   | 0.14  | 0.14   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.00   | 0.01    | 0.03    | 0.04   | 0.01   | 0.04  | 0.03   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.04   | 0.04    | 0.04    | 0.10   | 0.08   | 0.02  | 0.07   |
| ппп                            | 10.36  | 7.10    | 11.56   | 4.11   | 7.59   | 1.71  | 3.73   |
| Сумма                          | 100.08 | 97.90   | 100.16  | 101.34 | 100.34 | 98.41 | 101.14 |
| Fe/(Fe + Mg)                   | 0.10   | 0.10    | 0.09    | 0.12   | 0.13   | 0.15  | 0.11   |
| Rb                             | 0      | Н. опр. | Н. опр. | 2      | 0      | 0     | 0      |
| Sr                             | 7      | Н. опр. | Н. опр. | 85     | 22     | 40    | 37     |
| № пробы                        | Мк95   | Мк98    | Мк100   | Мк102  | Мк117  | Мк121 | Мк122  |
| Компонент                      | 8      | 9       | 10      | 11     | 12     | 13    | 14     |
| SiO <sub>2</sub>               | 51.67  | 47.24   | 44.43   | 48.67  | 52.93  | 43.73 | 46.54  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.06   | 0.20    | 0.26    | 0.15   | 0.05   | 0.86  | 0.76   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.50   | 2.31    | 2.39    | 2.20   | 1.42   | 12.83 | 16.39  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.25   | 3.99    | 6.58    | 3.22   | 2.01   | 6.43  | 6.59   |
| FeO                            | 3.61   | 7.59    | 7.95    | 5.06   | 2.23   | 7.95  | 5.78   |
| MnO                            | 0.12   | 0.20    | 0.21    | 0.15   | 0.12   | 0.24  | 0.22   |
| MgO                            | 22.22  | 21.56   | 21.68   | 21.20  | 22.12  | 9.40  | 6.37   |
| CaO                            | 15.70  | 13.71   | 12.78   | 15.02  | 16.14  | 11.71 | 9.95   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.14   | 0.14    | 0.12    | 0.14   | 0.12   | 1.23  | 2.37   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.04   | 0.04    | 0.05    | 0.04   | 0.04   | 0.54  | 0.30   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.08   | 0.03    | 0.03    | 0.02   | 0.02   | 0.21  | 0.32   |
| ппп                            | 3.20   | 3.20    | 3.73    | 2.67   | 3.19   | 2.93  | 3.48   |
| Сумма                          | 100.59 | 100.21  | 100.21  | 98.54  | 100.39 | 98.06 | 99.07  |
| Fe/(Fe + Mg)                   | 0.12   | 0.22    | 0.26    | 0.17   | 0.09   | 0.45  | 0.50   |
| Rb                             | 0      | 0       | 0       | 0      | 0      | 0     | 0      |
| Sr                             | 42     | 34      | 26      | 38     | 28     | 366   | 715    |

Примечание. 1–2 – плагиоклазовые лерцолиты, 3 – лерцолит, 4 – вебстерит, 5 – верлит, 5–12 – оливиновый клинопироксенит, 13–14 – амфибол-пироксеновое габбро. Анализы выполнены рентгенфлюоресцентным методом на CPM-18, CPM-25, VRA-30 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), руководитель С.Л. Вотяков. Н. опр. – не определялось.

Только в породах, резко обогащенных гранатом (>40% граната), это отношение опускается ниже единицы. По соотношению большинства петрогенных компонентов гранатовые клинопироксениты отличаются от составов офиолитовых оливиновых габбро и соответствуют средним составам тылаитов Платиноносного пояса Урала [7]. От верлитов и клинопироксенитов массива Миндяк они отличаются более высоким глиноземом. На диаграммах CaO–MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO гранатовые пироксениты всегда лежат на линии гранат-клинопироксенового контроля, отражая ведущий вклад этих двух минералов в состав пород. Нормативный состав гранатовых пироксенитов соответствует меланократовому оливиновому габбро, в котором доля основного плагиоклаза составляет 30–40%, повышаясь до 50% в разностях, богатых гранатом.

**Амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты (тип III)** отличаются от описанных выше пород высокой железистостью – 0.35–0.60, которая определяется высоким Fe/Mg отношением в силикатах и значительным количеством ильменита (1–5%). Поэтому в этих породах отмечается прямая корреляция между Ti, Fe и Fe/(Fe + Mg) отношением (рис. 9). Количество TiO<sub>2</sub> в породах варьирует от 1 до 3.5 мас. %, а содержания валового FeO достигают 15–20 мас. %. Содержания глинозема, в среднем, несколько ниже, чем в гранатовых клинопироксенитах и составляют 10–15 мас. %, а содержания CaO практически такие же. Поэтому, средняя величина CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отношения в этих породах еще более высокая и составляет 1.5. Повышенное содержание апатита в породах определяет обогащенность их фосфором, от 0.4 до 0.9 мас. % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Отметим, что в орогенных лерцолитовых комплексах Ронда и Бени-Бусера породы сходного состава не были описаны. По химическому составу гранатовые базиты приближаются к породам, соответствующим базальтовым котектикам: габброидам Миндяка, базальтам СОХ, габбро-норитам Платиноносного пояса Урала.

### ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Первые данные по геохимии редких и редкоземельных элементов в гранатовых породах Миндякского массива были опубликованы Дж. Скэрроу с соавторами [71, 72]. Этими исследователями было показано, что гранатовые пироксениты отличаются от амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитов заметно более высокими концентрациями Cr, Ni, Cu и более низкими Sr, Ba, V, Y, Zr и Nb. Гранатовые пироксениты характеризуются субгоризонтальным распределением РЗЭ в области легких лантаноидов на уровне 2–6 хондритовых стандартов, а в области тяжелых на уровне 4–6 С1.  $La_N/Yb_N$  отношение варьирует незначительно в интервале 0.3–1.5. Характерной особенностью гранатовых пироксенитов, как было отмечено этими авторами, является наличие положительной европиевой аномалии, равной 1.3–1.5. Амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты характеризуются явным обогащением легкими РЗЭ – на уровне более 30 хондритовых стандартов с  $La_N/Yb_N = 2–6$ . Европиевые аномалии отсутствуют.

Новые данные, полученные в результате проведенного нами исследования, подтвердили и дополнили эту информацию (табл. 4). Спектры РЗЭ для всех изученных гранатовых пород ГУР, нормированные на стандартный хондрит С1 [75], показаны на рис. 10. Вся совокупность пород, в первом приближении, разделилась на две группы, одна из которых обладает высокими содержаниями РЗЭ, более 10 С1 и отрицательным характером распределения элементов ( $La_N/Yb_N > 1$ ). Эта группа пород целиком состоит из амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитов (гранатовые метагабброиды II типа по [71, 72]). В другую группу пород входят пироповые вебстериты (I тип) и гранатовые клинопироксениты (II тип). Концентрации РЗЭ в них находятся в промежутке между 1 и 10 С1. Распределение элементов имеет положительный наклон  $La_N/Yb_N < 1$ . В целом, они располагаются внутри поля гранатовых пироксенитов и базитов Ронда [55], отличаясь от них только несколько более высоким уровнем ЛРЗЭ.

Впервые описанные нами пироповые и оливин-шпинель-пироповые вебстериты образуют плавные кривые с дефицитом ЛРЗЭ и субгоризонтальным распределением тяжелых элементов, уровень которых составляет, примерно, 5–6 С1.  $La_N/Yb_N =$

0.2–0.3 (рис. 10). Европиевая аномалия в них отсутствует. Характер кривых совпадает с распределением РЗЭ в шпинелевых вебстеритах и в некоторых типах гранатовых пироксенитов массива Ронда [55]. Вебстериты обладают высокими концентрациями хрома, более 3000 г/т, а содержание никеля в них составляет 450–650 г/т. Концентрации таких элементов как Rb и Sr находятся на низком уровне, менее 1 и 30 г/т, соответственно. Нанесенный для сравнения спектр распределения РЗЭ в оливин-шпинелевых вебстеритах характеризуются существенно более низкими концентрациями лантаноидов и наличием отрицательной европиевой аномалии.

Распределение РЗЭ в гранатовых пироксенитах характеризуются присутствием положительной европиевой аномалии.  $La_N/Yb_N$  отношение сильно варьирует (рис. 10). Уровень средних и тяжелых РЗЭ в пироксенитах, обычно, ниже, чем в вебстеритах. Содержания хрома в пироксенитах находятся на уровне вебстеритов, а никеля – в 2–3 раза ниже. Концентрация Sr, по сравнению с вебстеритами, напротив, возрастает в 2–3 раза, достигая уровня 70–150 г/т, характерного для клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала [41].

Наши данные по геохимии РЗЭ в амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитах практически совпадают с данными [71, 72]. Дополнительно нами были установлены разности с дефицитом легких РЗЭ относительно средних и тяжелых лантаноидов и, соответственно, с низким  $La_N/Yb_N$  отношением, которое варьирует от 0.6 до 1 (пробы Мк69, Мк238), а морфология кривых сходна с базальтами типа N-MORB. Европиевая аномалия в этих породах так же, как и во всей группе, отсутствует. В целом, модель распределения РЗЭ в этих породах сходна с амфибол-пироксеновыми габброидами Миндякского массива, но при более высоком уровне содержаний элементов (рис. 10).

Сравнение геохимических характеристик высокobarических пород с породами в составе Миндякского массива, свидетельствует об отсутствии сходства между ними по большинству геохимических критериев. В первую очередь, видно, что все породы Миндякского массива характеризуются очень пологими, субгоризонтальными моделями распределения РЗЭ, но с различным  $La_N/Yb_N$  отношением. Так, перидотиты имеют  $La_N/Yb_N$  меньше 1, а модель распределения сходна с перидотитами Ронда и Бени-Бусера (рис. 10). Верлиты и оливиновые клинопироксениты обладают уровнем РЗЭ в несколько раз меньшим, чем гранатовые пироксениты и, даже, пироповые вебстериты. Кроме этого, в них иногда фиксируется отрицательная европиевая аномалия, не характерная для гранатосодержащих пород. Габброиды массива имеют пологую отрицательную модель распределения РЗЭ с  $La_N/Yb_N > 1$ , на уровне 10–30 хондритовых стандартов. Наиболее обогащенные разности совпадают по геохимии РЗЭ с ба-

**Таблица 4.** Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в высокобарических гранатовых породах Миндякского массива и зоны ГУР

| № пр.<br>Эл-ты | Мк70<br>1 | Мк71<br>2 | Мк224<br>3 | Мк67<br>4 | Мк143<br>5 | Мк238<br>6 | Мк214<br>7 | Мк200<br>8 | N606<br>9 | 7322/2<br>10 | N601/8<br>11 | Мк204<br>12 | Мк69<br>13 | Мк237<br>14 |
|----------------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|------------|------------|------------|-----------|--------------|--------------|-------------|------------|-------------|
| Li             | 28.65     | 26.07     | 16.36      | 29.11     | 13.96      | 18.390     | 9.73       | 12.76      |           | 31.54        |              | 10.26       | 17.40      | 9.357       |
| Be             | н/о       | н/о       | 0.09       | 0.25      | 0.11       | 0.046      | 0.11       | 0.00       | 0.30      | 1.16         | 0.84         | 0.63        | 0.60       | 0.460       |
| Sc             | 27.40     | 39.38     | 30.76      | 58.23     | 29.04      | 30.69      | 9.74       | 47.73      | 47.60     | 52.21        | 44.28        | 52.06       | 47.63      | 45.45       |
| Ti             | 1622.01   | 1712.37   | 2009.55    | 1560.00   | 1234.99    | 1174.02    | 5118.68    | 2183.69    | 2265.68   | 14868.00     | 12416.12     | 27048.96    | 10850.00   | 9392.20     |
| V              | 261.91    | 234.37    | 227.83     | 217.56    | 134.28     | 132.62     | 114.48     | 295.12     | 261.16    | 406.95       | 403.46       | 458.90      | 431.93     | 390.88      |
| Cr             | 3296.21   | 5052.85   | 2229.54    | 744.02    | 642.05     | 456.71     | 196.06     | 271.13     | 220.16    | 116.02       | 188.09       | 265.31      | 219.94     | 181.74      |
| Mn             | 1057.13   | 1056.56   | 1262.12    |           | 907.52     | 765.94     | 1783.38    | 1853.98    | 1331.09   |              | 1942.41      | 4032.26     |            | 1467.81     |
| Co             | 33.29     | 38.91     | 56.52      | 53.72     | 43.37      | 66.16      | 34.45      | 56.63      | 54.71     | 62.67        | 53.15        | 55.17       | 59.21      | 56.95       |
| Ni             | 460.86    | 488.52    | 662.73     | 225.61    | 176.41     | 322.33     | 43.10      | 127.73     | 143.72    | 70.28        | 90.89        | 71.44       | 124.05     | 70.02       |
| Cu             | 16.39     | 15.35     | 18.05      | 220.76    | 95.97      | 144.17     | 16.31      | 81.60      | 124.24    | 378.30       | 96.91        | 53.54       | 184.67     | 160.84      |
| Zn             | 28.25     | 49.44     | 38.04      | 34.17     | 23.40      | 31.18      | 24.06      | 30.81      | 51.26     | 169.56       | 115.31       | 64.17       | 96.35      | 106.54      |
| Ga             | 4.20      | 3.86      | 6.63       | 11.55     | 10.36      | 9.39       | 8.97       | 10.35      | 11.78     | 14.96        | 13.27        | 10.70       | 11.82      | 13.54       |
| Ge             | 1.21      | 0.94      | 1.20       |           | 1.48       | 1.03       | 2.75       | 0.58       |           |              |              | 0.45        |            | 1.43        |
| As             | 0.50      | 0.45      | 0.80       |           | 1.14       |            | 2.02       | 2.80       |           |              |              | 3.98        |            |             |
| Se             | 0.43      | 0.50      | 0.47       |           | 0.40       |            | 0.66       | 0.37       |           | 0.01         |              | 1.12        |            |             |
| Rb             | 0.18      | 0.12      | 0.45       | 0.62      | 0.98       | 0.30       | 0.21       | 1.65       | 0.53      | 0.59         | 0.34         | 0.93        | 0.70       | 0.89        |
| Sr             | 20.71     | 13.33     | 25.63      | 167.22    | 136.61     | 77.82      | 366.03     | 109.66     | 61.85     | 304.71       | 119.03       | 94.01       | 128.90     | 144.35      |
| Y              | 6.14      | 8.95      | 8.53       | 8.49      | 5.38       | 5.20       | 38.22      | 8.64       | 11.76     | 41.96        | 40.26        | 51.64       | 40.63      | 51.40       |
| Zr             | 6.77      | 13.55     | 20.14      | 1.88      | 4.57       | 2.45       | 89.28      | 4.08       | 7.59      | 56.79        | 115.27       | 60.17       | 39.81      | 42.49       |
| Nb             | 0.11      | 0.05      | 0.11       | 0.59      | 0.13       | 0.11       | 15.59      | 0.26       | 0.92      | 31.90        | 10.90        | 17.14       | 4.77       | 18.94       |
| Mo             | 0.18      | 0.18      | 0.21       | 0.23      | 0.04       | 0.00       | 0.67       | 0.05       | 0.57      | 0.30         | 0.69         | 0.09        | 0.73       | 0.04        |
| Ag             | 0.00      | 0.01      | 0.04       |           | 0.10       | 0.09       | 0.33       | 0.05       |           |              |              | 0.47        |            | 0.35        |
| Cd             | 0.07      | 0.06      | 0.06       |           | 0.06       | 0.07       | 0.25       | 0.11       | 0.02      | 0.34         | 0.10         | 0.23        |            | 0.31        |
| Sn             | 0.16      | 0.20      | 0.20       | 0.26      | 0.20       | 0.08       | 0.92       | 0.05       |           | 3.55         |              | 1.46        | 1.80       | 1.27        |
| Sb             | 0.07      | 0.25      | 0.07       |           | 0.05       | 0.04       | 0.04       |            |           |              |              |             |            | 0.03        |
| Te             | 0.02      | 0.01      | 0.02       |           | 0.04       | 0.01       | 0.02       | 0.03       |           |              |              | 0.02        |            | 0.00        |
| Cs             |           |           | 0.01       | 0.16      |            | 0.00       |            | 0.34       | 0.15      | 0.14         | 0.23         | 0.22        | 0.05       | 0.07        |
| Ba             | 11.63     | 5.72      | 25.97      | 43.76     | 26.68      | 19.73      | 104.16     | 27.91      | 14.65     | 26.59        | 24.15        | 35.34       | 14.11      | 23.59       |
| La             | 0.34      | 0.27      | 0.36       | 0.38      | 0.73       | 0.04       | 18.87      | 0.69       | 1.28      | 27.84        | 20.88        | 11.09       | 5.36       | 8.90        |
| Ce             | 1.33      | 1.15      | 1.51       | 1.26      | 1.97       | 0.22       | 35.65      | 1.83       | 2.62      | 76.93        | 46.07        | 27.22       | 18.35      | 25.86       |
| Pr             | 0.29      | 0.23      | 0.30       | 0.18      | 0.30       | 0.07       | 4.17       | 0.29       | 0.40      | 9.90         | 5.92         | 3.56        | 3.42       | 3.75        |
| Nd             | 1.90      | 1.57      | 1.88       | 1.46      | 1.58       | 0.61       | 16.93      | 1.71       | 2.19      | 44.85        | 25.63        | 17.66       | 19.41      | 19.35       |
| Sm             | 0.74      | 0.71      | 0.86       | 0.68      | 0.56       | 0.32       | 4.57       | 0.71       | 0.84      | 11.22        | 6.15         | 5.58        | 6.40       | 5.94        |
| Eu             | 0.29      | 0.30      | 0.37       | 0.34      | 0.32       | 0.22       | 2.58       | 0.53       | 0.52      | 3.43         | 2.07         | 2.24        | 2.19       | 2.34        |
| Gd             | 1.10      | 1.30      | 1.43       | 1.14      | 0.78       | 0.61       | 6.62       | 1.23       | 1.38      | 10.19        | 6.91         | 8.65        | 8.54       | 8.67        |
| Tb             | 0.19      | 0.25      | 0.26       | 0.23      | 0.14       | 0.13       | 1.25       | 0.25       | 0.28      | 1.50         | 1.19         | 1.60        | 1.32       | 1.49        |
| Dy             | 1.37      | 1.93      | 1.88       | 1.81      | 1.06       | 0.94       | 8.03       | 1.73       | 1.95      | 7.51         | 7.42         | 10.47       | 9.29       | 10.20       |
| Ho             | 0.28      | 0.42      | 0.38       | 0.34      | 0.23       | 0.22       | 1.37       | 0.38       | 0.46      | 1.45         | 1.58         | 2.24        | 1.96       | 2.16        |
| Er             | 0.82      | 1.17      | 1.07       | 1.09      | 0.65       | 0.70       | 3.17       | 1.06       | 1.34      | 4.17         | 4.58         | 6.07        | 5.99       | 6.09        |
| Tm             | 0.12      | 0.17      | 0.16       | 0.18      | 0.10       | 0.11       | 0.40       | 0.15       | 0.21      | 0.59         | 0.67         | 0.84        | 0.83       | 0.88        |
| Yb             | 0.75      | 1.04      | 0.97       | 1.16      | 0.68       | 0.75       | 2.22       | 1.03       | 1.35      | 3.92         | 4.15         | 5.27        | 5.81       | 5.55        |
| Lu             | 0.11      | 0.15      | 0.14       | 0.19      | 0.10       | 0.12       | 0.29       | 0.14       | 0.20      | 0.54         | 0.64         | 0.76        | 0.84       | 0.83        |
| Hf             | 0.25      | 0.38      | 0.48       | 0.21      | 0.13       | 0.12       | 1.11       | 0.13       | 0.26      | 2.10         | 3.15         | 1.29        | 3.32       | 1.63        |
| Ta             | 0.01      | 0.01      | 0.01       | 0.75      | 0.01       | 0.01       | 0.64       | 0.02       | 0.04      | 1.52         | 0.90         | 1.27        | 0.98       | 1.02        |
| W              | 1.81      | 3.20      | 1.41       | 1.18      | 0.20       | 77.81      | 1.28       | 0.21       |           | 0.15         |              | 0.25        | 11.23      | 33.40       |
| Tl             | 0.08      | 0.23      | 0.63       | 0.10      | 2.29       | 0.04       | 0.05       | 0.22       |           | 0.01         |              | 0.74        | 0.01       | 0.05        |
| Pb             | 0.67      | 0.75      | 0.39       | 0.00      | 0.57       | 0.16       | 1.05       | 0.96       | 7.08      | 2.63         | 8.91         | 0.93        | 0.00       | 0.93        |
| Bi             | 0.00      | 0.00      | 0.00       |           | 0.01       | 0.01       | 0.00       | 0.01       |           | 0.03         |              | 0.01        |            | 0.01        |
| Th             | 0.02      | 0.02      | 0.03       | 0.00      | 0.12       | 0.01       | 0.85       | 0.08       | 0.19      | 3.29         | 2.62         | 1.42        | 0.05       | 0.21        |
| U              | 0.02      | 0.01      | 0.02       | 0.05      | 0.15       | 0.01       | 10.17      | 0.09       | 0.08      | 6.75         | 0.45         | 0.59        | 0.42       | 0.87        |

Примечание. 1–3 – пироповые вебстериты, 4–6 – гранатовые клинопироксениты, 7 – гранатит, 8–9 – гранатовые пироксениты район Бурангулово, 10–14 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты: 10 – район Кубагузино, 11–12 – район Бурангулово, 13–14 – Миндякский массив. Анализы выполнены методом ICP-MS на приборе Elnan-9000 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик Д.В. Киселева, руководитель С.Л. Вотяков, анализы 9–11 выполнены методом ICP-MS на приборе Perkin-Elmer ELLAN-DRC в лаборатории ИМГРЭ МПР, аналитик Д.З. Журавлев. Отсутствие содержания означает, что концентрация элемента находится ниже предела обнаружения.

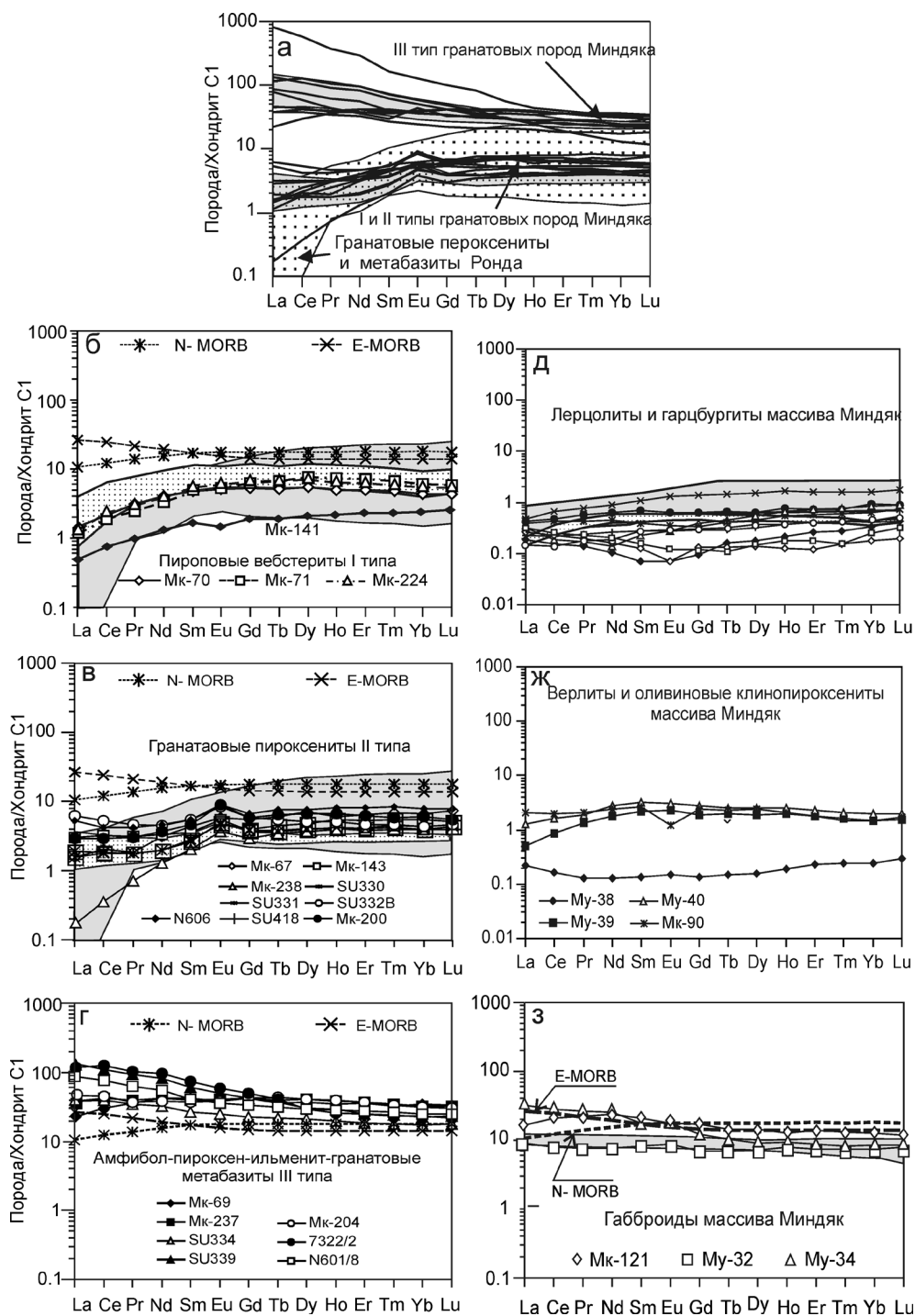


Рис. 10. Содержания редкоземельных элементов, нормированные на состав стандартного углистого хондрита C1 [75].

а – линиями изображены составы всех проанализированных типов гранатовых высокобарических пород ГУР и Миндякского массива (верхнее серое поле – метагаббро II типа [71], нижнее серое поле с крапом – метагаббро I типа [71], крапчатое поле – гранатовые пироксениты и метабазиты массива Ронда [55]); б – распределение РЗЭ в пироповых вебстеритах Миндякского массива (для сравнения приведено распределение РЗЭ в оливин-шпинелевых вебстеритах из включений в брекчиях Миндякского массива, Мк-141; серое поле – гранатовые пироксениты и метабазиты массива Ронда [55], крапчатое поле – оливин-шпинелевые вебстериты массива Ронда [50]); в – распределение РЗЭ в гранатовых клинопироксенитах Миндякского массива и ГУР (серое поле – гранатовые пироксениты и метабазиты массива Ронда [55], крапчатое поле – гранатовые метагаббро I типа по [71]); г – распределение РЗЭ в амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитах Миндякского массива и ГУР, д – распределение РЗЭ в лерцолитах и гарцбургитах Миндякского массива [73, наши данные]; ж – распределение РЗЭ в верлитах и оливиновых клинопироксенитах Миндякского массива; з – распределение РЗЭ в амфибол-пироксеновых габброидах Миндякского массива (серое поле – состав расчетного расплава от плавления лерцолитов Ронда [74]); средние составы N-MORB и E-MORB по [75].

зальтами типа E-MORB (рис. 10), а наиболее деплетированные габбро – с расчетным составом расплава, который, как предполагается, мог отделиться от орогенных лерцолитов массива Ронда [74]. Однако, все они существенно беднее РЗЭ по сравнению с амфибол-пироксен-ильменит-гранатовыми базитами ГУР. Следовательно, ни одна из пород, входящих в структуру Миндякского массива, не может рассматриваться как потенциальный субстрат для формирования гранатовых пород.

Согласно петрохимическим и геохимическим критериям, предложенным В.В. Ревердатто с соавторами [22], гранатовые ультрамафиты и базиты Миндякского массива и зоны ГУР относятся к мантийным высокobarическим породам в отличие от “коровых” гранатовых ультрамафитов, связанных с метаморфическими комплексами высоких и сверхвысоких давлений типа Кокчетавского массива или перидотитов западно-гнейсового комплекса Норвегии.

В основе предположения о том, что гранатовые породы Миндяка образовались по низкobarическому габбровому субстрату [71, 72], испытывавшему метаморфизм высокого давления при погружении офиолитового комплекса в зоне субдукции, лежат геохимические данные, в частности, наличие положительной европиевой аномалии, которая может отражать первичное обогащение пород плагиоклазом. Аналогичные представления развивались исследователями при обсуждении генезиса гранатовых ультрамафитов и базитов в орогенных лерцолитах массивов Ронда, Бени-Бусера, Хороман и др. [57, 64, 65, 69 и др.]. Мы считаем это предположение ошибочным по целому ряду причин: 1) положительные аномалии  $\text{Eu}^*$ , характерные для гранатовых пироксенитов, отсутствуют в пироповых вебстеритах и ильменит-гранатовых базитах; 2) гранатовые породы ГУР отличаются по химическому составу от офиолитовых габброидов, для которых характерны положительные европиевые аномалии; 3) все гранатовые породы ГУР по нормативному составу могут быть классифицированы как меланократовые оливиновые габбро, т.е. породы обедненные плагиоклазом, 4) положительная европиевая аномалия является особенностью граната, что подтверждается составом гранатов, содержащих до 90% этого минерала. Известно, что высокохромистые пиропы из кимберлитов очень часто имеют положительную аномалию европия [56]. Более того, включения пироба в одном и том же кристалле алмаза могут иметь как положительную, так и отрицательную величину  $\text{Eu}^*$ . Это связывают с локальным нарушением редокс-условий, влияющих на соотношение  $\text{Eu}^{2+}/\text{Eu}^{3+}$  при метасоматическом образовании пиропов в мантии.

Мы предполагаем, что наблюдаемые текстурные особенности пород, например, полосчатость с элементами градиционной зональности, нахождение гранатсодержащих и безгранатовых разностей в од-

них и тех же фрагментах и др., можно трактовать как первичные признаки, указывающие на кристаллизацию пород в глубинных условиях. Состав гранатовых пород не дает основания рассматривать лерцолиты Миндякского массива или других лерцолитовых комплексов в зоне ГУР в качестве источника этих расплавов. В частности, высокое  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношение в гранатовых породах, превышающее 1, свидетельствует о том, что таким субстратом могли быть верлиты или перидотиты с высоким отношением клинопироксена к сумме оливина и ортопироксена. По этому показателю уральские породы отличаются от сходных с ними по минеральному составу гранатовых пород из орогенных лерцолитовых комплексов, в которых  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  имеет обратную величину, равную 0.8–0.9, не противоречащую происхождению этих пород из лерцолитовой или пиролитовой мантии. Согласно геохимическим данным, лерцолиты массива Миндяк могли быть источником расплавов, соответствующих габброидам Миндякского массива или аналогичным габброидам в других лерцолитовых массивах ГУР, например, в Нуралинском [40].

Исследователи орогенного лерцолитового комплекса Бени-Бусера в Марокко [69] отвергают идею о лерцолитовом источнике гранатовых пород. На основе геохимических и изотопных данных, они предполагают, что первичные расплавы для них были выплавлены в зоне субдукции из метасоматически измененной океанической коры с некоторым участием пелагических осадков. Эти расплавы внедрились в перидотиты сублитосферной мантии надсубдукционного клина, где и закристаллизовались в области стабильности граната. На поверхность они были выведены в результате всплывания мантийного диапира или протрузии перидотитов по зонам глубинных надвигов. Подобные явления также могли сопровождаться твердофазными преобразованиями вещества или его деплетированием, признаки которого мы фиксируем в зональности минералов. В целом, эта гипотеза выглядит реалистичной, но может быть дополнена или модифицирована с помощью модели внедрения мантийного диапира в зону разрыва слэба на стадии коллизии островной дуги с краем континента.

## СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Состав породообразующих минералов высокobarических пород ГУР, согласуется с проведенным выше разделением их на три типа, дает дополнительную информацию для сравнения с гранатовыми породами, входящими в состав орогенных лерцолитовых комплексов, и несет информацию об условиях формирования пород.

**Гранат** является индикатором состава высокobarических пород, выделенных нами в зоне ГУР. В вебстеритах (тип I) гранат представлен умерен-

нокальцевым пиропом. В гранатовых клинопироксенитах (тип II) магнезиальность граната ниже, а доляgrossуляра существенно выше, и он отвечает по составу высококальцевому алмадин-пиропу. В амфибол-пироксен-ильменитовых базитах (тип III) гранат соответствует высококальцевому пироп-альмандину. Составы гранатов приведены в табл. 5 и отражены на рис. 11. Пиропы из вебстеритов содержат от 60 до 70 мол. % пиропового компонента и соответствуют гранатам из ультрамафитов орогенных лерцолитовых комплексов, кимберлитов и гранатовых перидотитов складчатых областей [6, 35, 37, 38, 57, 61, 68, 69], отличаясь от них пониженным содержанием хрома, которое составляет 0.7–0.8 мас. %. От гранатов из включений в графитовых псевдоморфозах по алмазу в гранатовых пироксенитах Бени-Бусера [35] вебстеритовые пиропы отличаются большей магнезиальностью,  $Mg\# = 0.8$ . Гранаты на диаграмме *Alm*–*Ca*-комп.–*Pyr* (рис. 11) располагаются в магнезиальном углу на стыке полей составов граната из разнообразных гранатовых ультрамафитов и базитов массивов Ронда и Бени-Бусера. Пиропы содержат включения высокоглиноземистой шпинели, на границе с которой наблюдаются реакционные зоны с развитием тончайших червеобразных выделений шпинели, ортопироксена, клинопироксена и амфибола.

Гранаты из клинопироксенитов характеризуются высокой долей *Ca*-компонента (30–40%). При этом магнезиальность граната остается стабильно высокой, достигая вебстеритового уровня – 0.8, при мольной доле пироба, варьирующей в интервале 35–54 мол. %. Состав граната из гранатитов также соответствует этому типу. Как видно, составы граната весьма необычны. Они лежат на продолжении поля гранатов из высокоглиноземистых гранат-корундовых пироксенитов массива Бени-Бусера [57] и на стыке полей составов гранатов из кианитовых и корундовых эклогитов и гроспидитов, образующих включения в кимберлитах и эклогитовых включений в аламазах [38].

Гранаты из ильменитовых базитов характеризуются высокими долями алмадинового (30–40 мол. %) и grossулярового (25–43 мол. %) компонентов, при незначительном количестве пироба (15–23 мол. %) (рис. 11). Содержания *CaO* в них достигают экстремально высоких значений для пиральспитовых гранатов 13–17 мас. %. По уровню кальциевых минералов гранаты из metabазитов выходят за пределы полей гранатов эклогитовой и гранулитовой фаций и алмадиновых эклогитов Казахстана [38].

**Клинопироксен** по составу могут быть подразделены на две группы: низкожелезистую и высокожелезистую. Низкожелезистую группу образуют клинопироксены из вебстеритов и клинопироксенитов ( $f = 0.08$ – $0.17$ ), а высокожелезистую – клинопироксены из базитов ( $f = 0.22$ – $0.28$ ). Составы клинопироксенов приведены в табл. 6 и изо-

бражены на диаграммах (рис. 12). В вебстеритах  $Fe/(Fe + Mg)$  отношение варьирует в очень узком интервале – 0.08–0.11, а средняя величина составляет 0.09. В клинопироксенитах размах колебаний  $Fe/(Fe + Mg)$  отношения более значительный – от 0.08 до 0.17, при среднем значении 0.12. Высокая магнезиальность минералов подчеркивает ультраосновную природу пород, несмотря на высокие содержания в них глинозема.

В низкожелезистой группе каких либо закономерных вариации состава клинопироксенов не проявляется. В базитовой группе фиксируется отчетливая положительная корреляция между железистостью и содержаниями глинозема и слабая – между  $Fe/(Fe + Mg)$  и титаном, что может свидетельствовать о существенной роли клинопироксена как более раннего минерала при кристаллизации пород. Вариации глинозема в клинопироксенах из пироповых вебстеритов невелики, от 1 до 4 мас. %  $Al_2O_3$ . В шпинелевых вебстеритах, из включений в брекчиях, содержания  $Al_2O_3$  существенно выше, от 4 до

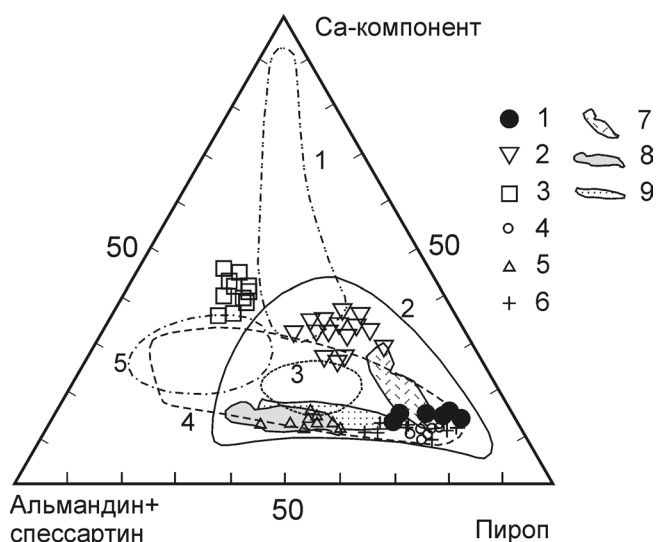


Рис. 11. Диаграмма Альмандин–Са-компонент–Пироп для нормативного состава гранатов.

1–3 – высокобарические породы массива Миндяк: 1 – пироповые вебстериты, 2 – гранатовые пироксениты, 3 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 4 – гранатовые пироксениты и вебстериты массива Ронда (Испания) [4, 35]; 5 – гранатовые пироксениты и вебстериты с апоалмазными графитовыми псевдоморфозами массива Бени-Бусера (Марокко) [4, 35, 69]; 6 – гранатовые перидотиты Чешского массива (Центральная Европа) [6]; 7 – гранат-корундовые пироксениты, тип II, Бени-Бусера [57]; 8 – графит-гранатовые пироксениты Бени-Бусера [69]; 9 – гранатовые пироксениты тип I, Бени-Бусера [57]. Поля 1–3, 5 по [38]: 1 – гроспидиты, корундовые и кианитовые эклогиты из кимберлитов; 2 – алмазоносные эклогиты и включения в алмазах; 3 – кианитовые и каринитовые пироповые эклогиты Полярного Урала; 5 – алмадиновые эклогиты Казахстана; 4 – гранаты эклогитовой фации [37].

**Таблица 5.** Представительные анализы (мас. %) гранатов из высокобарических пород Миндякского массива и зоны ГУР, атомные количества катионов в пересчете на 6 атомов О и нормативный состав (мол. %)

| № пробы                        | Мк70   | Мк71   | Мк224  | Мк67ц  | Мк67к  | Мк68ц | Мк68к  | Мк143 | Мк163  | Мк214  | Мк69  | Мк200  | Мк204 | 561-5-1 | 561-5-2 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|---------|---------|
| Компоненты                     | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6     | 7      | 8     | 9      | 10     | 11    | 12     | 13    | 14      | 15      |
| SiO <sub>2</sub>               | 41.38  | 42.07  | 40.62  | 40.38  | 41.01  | 40.60 | 41.05  | 40.35 | 41.00  | 40.50  | 38.02 | 38.63  | 39.21 | 38.85   | 39.04   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.02   | 0.10   | 0.10   | 0.00   | 0.00   | 0.05  | 0.04   | 0.10  | 0.12   | 0.10   | 0.13  | 0.06   | 0.12  | 0.28    | 0.00    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 21.96  | 20.95  | 22.64  | 21.25  | 22.20  | 21.55 | 22.44  | 22.33 | 21.60  | 21.92  | 20.06 | 22.73  | 20.86 | 21.10   | 20.62   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.87   | 0.88   | 0.67   | 0.12   | 0.08   | 0.08  | 0.06   | 0.00  | 0.03   | 0.01   | 0.05  | 0.04   | 0.05  | Н. опр. | Н. опр. |
| FeO*                           | 13.32  | 10.01  | 12.09  | 16.63  | 13.59  | 14.26 | 10.33  | 11.09 | 11.58  | 12.08  | 21.83 | 13.96  | 18.21 | 18.56   | 18.39   |
| MnO                            | 0.55   | 0.47   | 0.44   | 1.38   | 0.46   | 0.45  | 0.31   | 0.27  | 0.52   | 0.24   | 1.12  | 0.34   | 0.80  | 0.58    | 0.58    |
| MgO                            | 16.41  | 19.81  | 18.53  | 9.37   | 10.93  | 10.61 | 14.65  | 14.42 | 13.25  | 12.46  | 4.97  | 11.27  | 5.48  | 5.52    | 5.27    |
| CaO                            | 5.70   | 6.04   | 5.45   | 11.52  | 12.47  | 12.01 | 11.62  | 11.39 | 12.87  | 12.71  | 13.26 | 13.16  | 14.93 | 14.73   | 15.34   |
| Сумма                          | 100.21 | 100.33 | 100.54 | 100.65 | 100.74 | 99.61 | 100.50 | 99.95 | 100.97 | 100.00 | 99.44 | 100.19 | 99.66 | 99.63   | 99.23   |
| Si                             | 3.006  | 2.997  | 2.905  | 3.022  | 3.020  | 3.033 | 2.965  | 2.936 | 2.975  | 2.975  | 2.964 | 2.852  | 3.016 | 2.989   | 3.017   |
| Ti                             | 0.001  | 0.005  | 0.005  | 0.000  | 0.000  | 0.003 | 0.002  | 0.005 | 0.007  | 0.006  | 0.008 | 0.003  | 0.007 | 0.016   | 0.000   |
| Al                             | 1.880  | 1.759  | 1.908  | 1.874  | 1.927  | 1.897 | 1.910  | 1.915 | 1.847  | 1.898  | 1.843 | 1.978  | 1.891 | 1.914   | 1.878   |
| Cr                             | 0.050  | 0.050  | 0.038  | 0.007  | 0.005  | 0.005 | 0.003  | 0.000 | 0.002  | 0.001  | 0.003 | 0.002  | 0.003 | 0.000   | 0.000   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.752  | 0.409  | 0.490  | 0.965  | 0.807  | 0.864 | 0.471  | 0.473 | 0.516  | 0.601  | 1.212 | 0.553  | 1.112 | 1.120   | 1.102   |
| Fe <sup>3+</sup>               | 0.057  | 0.187  | 0.233  | 0.076  | 0.030  | 0.027 | 0.153  | 0.202 | 0.187  | 0.141  | 0.211 | 0.309  | 0.060 | 0.075   | 0.087   |
| Mn                             | 0.034  | 0.028  | 0.027  | 0.087  | 0.029  | 0.028 | 0.019  | 0.017 | 0.032  | 0.015  | 0.074 | 0.021  | 0.052 | 0.038   | 0.038   |
| Mg                             | 1.777  | 2.104  | 1.976  | 1.045  | 1.200  | 1.182 | 1.577  | 1.564 | 1.433  | 1.365  | 0.578 | 1.240  | 0.628 | 0.634   | 0.607   |
| Ca                             | 0.444  | 0.461  | 0.418  | 0.924  | 0.984  | 0.961 | 0.899  | 0.888 | 1.001  | 1.000  | 1.108 | 1.041  | 1.231 | 1.215   | 1.271   |
| Пироп                          | 58.14  | 69.00  | 67.07  | 34.51  | 39.67  | 38.88 | 53.12  | 53.23 | 48.10  | 45.83  | 19.44 | 43.43  | 20.79 | 21.14   | 20.13   |
| Альмандин                      | 24.62  | 13.42  | 16.65  | 31.87  | 26.69  | 28.44 | 15.87  | 16.08 | 17.30  | 20.18  | 40.81 | 19.35  | 36.79 | 37.36   | 36.51   |
| Гроссуляр                      | 9.25   | 3.33   | 0.26   | 26.40  | 30.83  | 30.02 | 22.35  | 19.75 | 23.91  | 26.37  | 26.29 | 19.99  | 37.43 | 36.38   | 37.78   |
| Спессартин                     | 1.11   | 0.93   | 0.90   | 2.89   | 0.95   | 0.94  | 0.64   | 0.57  | 1.07   | 0.50   | 2.49  | 0.74   | 1.72  | 1.26    | 1.25    |
| Андрадит                       | 5.22   | 11.52  | 13.64  | 4.09   | 1.70   | 1.47  | 7.83   | 10.19 | 9.34   | 6.96   | 10.61 | 16.28  | 2.93  | 3.32    | 4.34    |
| Шорломит                       | 0.04   | 0.18   | 0.18   | 0.00   | 0.00   | 0.09  | 0.07   | 0.19  | 0.22   | 0.19   | 0.26  | 0.12   | 0.23  | 0.55    | 0.00    |
| Уваровит                       | 1.63   | 1.63   | 1.29   | 0.23   | 0.15   | 0.16  | 0.12   | 0.00  | 0.06   | 0.02   | 0.10  | 0.08   | 0.10  | 0.00    | 0.00    |
| Mg/(Mg+Fe)                     | 0.70   | 0.84   | 0.80   | 0.52   | 0.60   | 0.58  | 0.77   | 0.77  | 0.74   | 0.69   | 0.32  | 0.69   | 0.36  | 0.36    | 0.36    |
| Са-комп                        | 16.13  | 16.66  | 15.37  | 30.73  | 32.68  | 31.74 | 30.36  | 30.12 | 33.52  | 33.49  | 37.26 | 36.47  | 40.70 | 40.25   | 40.50   |

Примечание. 1–11 – Миндякский массив; 1–3 – пироповые вебстериты, 4–8 – гранатоповые клинопироксениты, 9–10 – гранатиты, 11 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатоповые базиты, 12–15 – зона ГУР в районе д. Бурангулово; 12 – гранатоповые клинопироксениты, 13–15 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатоповые базиты. Ц-центральные части зерен, к-краевые зоны. FeO\* – все железо в виде FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП “Геоаналит” ИГТ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков. Анализы 14, 15 выполнены на энергодисперсионном спектрометре LinkSystem 10000 к электронному микроскопу CamScap4DV в МГУ (Москва). Н.опр. – элемент не определялся.

**Таблица 6.** Представительные анализы (мас. %) клинопироксенов из высокобарических пород Миндякского массива и зоны ГУР и атомные количества катионов в пересчете на 6 атомов О

| № пробы                        | Мк70   | Мк70   | Мк71   | Мк71   | Мк224  | Мк224 | Мк67   | Мк67   | Мк68   | Мк68   | Мк143  | Мк143  | Мк69   | Мк200 | Мк204  | 561-5-1 | 561-5-2 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|---------|---------|
| Компоненты                     | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6     | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14    | 15     | 16      | 17      |
| SiO <sub>2</sub>               | 53.19  | 51.72  | 51.02  | 52.92  | 52.7   | 52.41 | 50.77  | 49.91  | 51.98  | 52.31  | 51.92  | 51.57  | 51.49  | 50.68 | 51.55  | 50.57   | 50.63   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.06   | 0.14   | 0.33   | 0.23   | 0.5    | 0.32  | 0.22   | 0.25   | 0.30   | 0.30   | 0.25   | 0.26   | 0.39   | 0.27  | 0.27   | 0.60    | 0.56    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.49   | 4      | 3.46   | 2.75   | 3.78   | 2.22  | 5.63   | 6.53   | 6.04   | 6.03   | 7.32   | 8.20   | 4.67   | 5.29  | 3.13   | 4.39    | 4.00    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.52   | 0.49   | 0.39   | 0.29   | 0.24   | 0.22  | 0.08   | 0.13   | 0.13   | 0.26   | 0.10   | 0.16   | 0.06   | 0.10  | 0.06   | Н.опр.  | Н.опр.  |
| FeO*                           | 3.54   | 3.31   | 2.86   | 2.63   | 2.66   | 2.73  | 3.69   | 3.70   | 2.92   | 2.92   | 3.00   | 2.73   | 8.63   | 5.17  | 7.45   | 7.47    | 7.87    |
| MnO                            | 0.14   | 0.11   | 0.1    | 0.02   | 0.05   | 0.06  | 0.05   | 0.08   | 0.05   | 0.05   | 0.03   | 0.03   | 0.19   | 0.04  | 0.10   | 0.00    | 0.00    |
| MgO                            | 18.24  | 16.84  | 16.81  | 16.71  | 16.16  | 17.32 | 15.21  | 14.52  | 14.79  | 14.17  | 13.89  | 13.31  | 12.25  | 14.09 | 13.91  | 13.23   | 12.98   |
| CaO                            | 23.28  | 23.34  | 25.43  | 24.99  | 25.16  | 24.5  | 24.88  | 24.81  | 24.08  | 23.59  | 23.14  | 23.23  | 22.49  | 24.22 | 23.44  | 23.85   | 23.65   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.43   | 0.45   | 0.4    | 0.36   | 0.29   | 0.13  | 0.19   | 0.25   | 0.51   | 0.88   | 0.85   | 0.90   | 0.63   | 0.12  | 0.32   | 0.31    | 0.30    |
| Сумма                          | 100.89 | 100.40 | 100.80 | 100.90 | 101.54 | 99.91 | 100.72 | 100.18 | 100.80 | 100.51 | 100.50 | 100.39 | 100.80 | 99.98 | 100.23 | 100.41  | 99.99   |
| Fe/(Fe + Mg)                   | 0.10   | 0.10   | 0.09   | 0.08   | 0.08   | 0.08  | 0.12   | 0.12   | 0.10   | 0.10   | 0.11   | 0.10   | 0.28   | 0.17  | 0.23   | 0.24    | 0.25    |
| Ca/(Ca + Mg)                   | 0.48   | 0.50   | 0.52   | 0.52   | 0.53   | 0.50  | 0.54   | 0.55   | 0.54   | 0.54   | 0.54   | 0.56   | 0.57   | 0.55  | 0.55   | 0.56    | 0.57    |
| Ca                             | 0.905  | 0.911  | 0.995  | 0.970  | 0.970  | 0.960 | 0.972  | 0.975  | 0.932  | 0.915  | 0.895  | 0.899  | 0.891  | 0.957 | 0.933  | 0.949   | 0.946   |
| Na                             | 0.030  | 0.032  | 0.028  | 0.025  | 0.020  | 0.009 | 0.013  | 0.018  | 0.036  | 0.062  | 0.060  | 0.063  | 0.045  | 0.009 | 0.023  | 0.022   | 0.022   |
| K                              | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000 | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.000  | 0.001 | 0.000  | 0.000   | 0.000   |
| Mg                             | 0.986  | 0.914  | 0.915  | 0.902  | 0.867  | 0.944 | 0.826  | 0.794  | 0.796  | 0.764  | 0.748  | 0.716  | 0.675  | 0.774 | 0.770  | 0.732   | 0.722   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.107  | 0.101  | 0.087  | 0.080  | 0.080  | 0.084 | 0.113  | 0.114  | 0.088  | 0.088  | 0.091  | 0.082  | 0.267  | 0.159 | 0.232  | 0.232   | 0.246   |
| Mn                             | 0.004  | 0.003  | 0.003  | 0.001  | 0.002  | 0.002 | 0.002  | 0.002  | 0.002  | 0.002  | 0.001  | 0.001  | 0.006  | 0.001 | 0.003  | 0.000   | 0.000   |
| Cr                             | 0.015  | 0.014  | 0.011  | 0.008  | 0.007  | 0.006 | 0.002  | 0.004  | 0.004  | 0.007  | 0.003  | 0.005  | 0.002  | 0.003 | 0.002  | 0.000   | 0.000   |
| Ti                             | 0.002  | 0.004  | 0.009  | 0.006  | 0.014  | 0.009 | 0.006  | 0.007  | 0.008  | 0.008  | 0.007  | 0.007  | 0.011  | 0.007 | 0.008  | 0.017   | 0.016   |
| Al-6                           | 0.006  | 0.056  | 0.012  | 0.034  | 0.057  | 0.013 | 0.093  | 0.114  | 0.135  | 0.151  | 0.187  | 0.212  | 0.108  | 0.099 | 0.053  | 0.070   | 0.066   |
| Al-4                           | 0.070  | 0.116  | 0.137  | 0.083  | 0.103  | 0.083 | 0.149  | 0.169  | 0.122  | 0.107  | 0.125  | 0.137  | 0.096  | 0.131 | 0.084  | 0.122   | 0.110   |
| Si                             | 1.930  | 1.884  | 1.863  | 1.917  | 1.897  | 1.917 | 1.851  | 1.831  | 1.878  | 1.893  | 1.875  | 1.863  | 1.904  | 1.869 | 1.916  | 1.878   | 1.890   |
| Al общ.                        | 0.064  | 0.172  | 0.149  | 0.117  | 0.160  | 0.096 | 0.242  | 0.282  | 0.257  | 0.257  | 0.312  | 0.349  | 0.204  | 0.230 | 0.137  | 0.192   | 0.176   |

1-13 – породы Миндякского массива: 1-6 – пироповые вебстериты, 7-12 – гранатопы клинопироксениты, 13 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатопы базиты, 14-17 – высокобарические породы района д. Бурангулово: 14 – гранатовый клинопироксенит, 15-17 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатопы базиты. FeO\* – все железо в виде FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Samosa SX-100 в ЦКП "Геоаналит" ИГТ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков. Анализы 16, 17 выполнены на энергодисперсионном спектрометре LinkSystem 10000 к электронному микроскопу CamScan4DV в МГУ (Москва). Н.опр. – элемент не определяется.

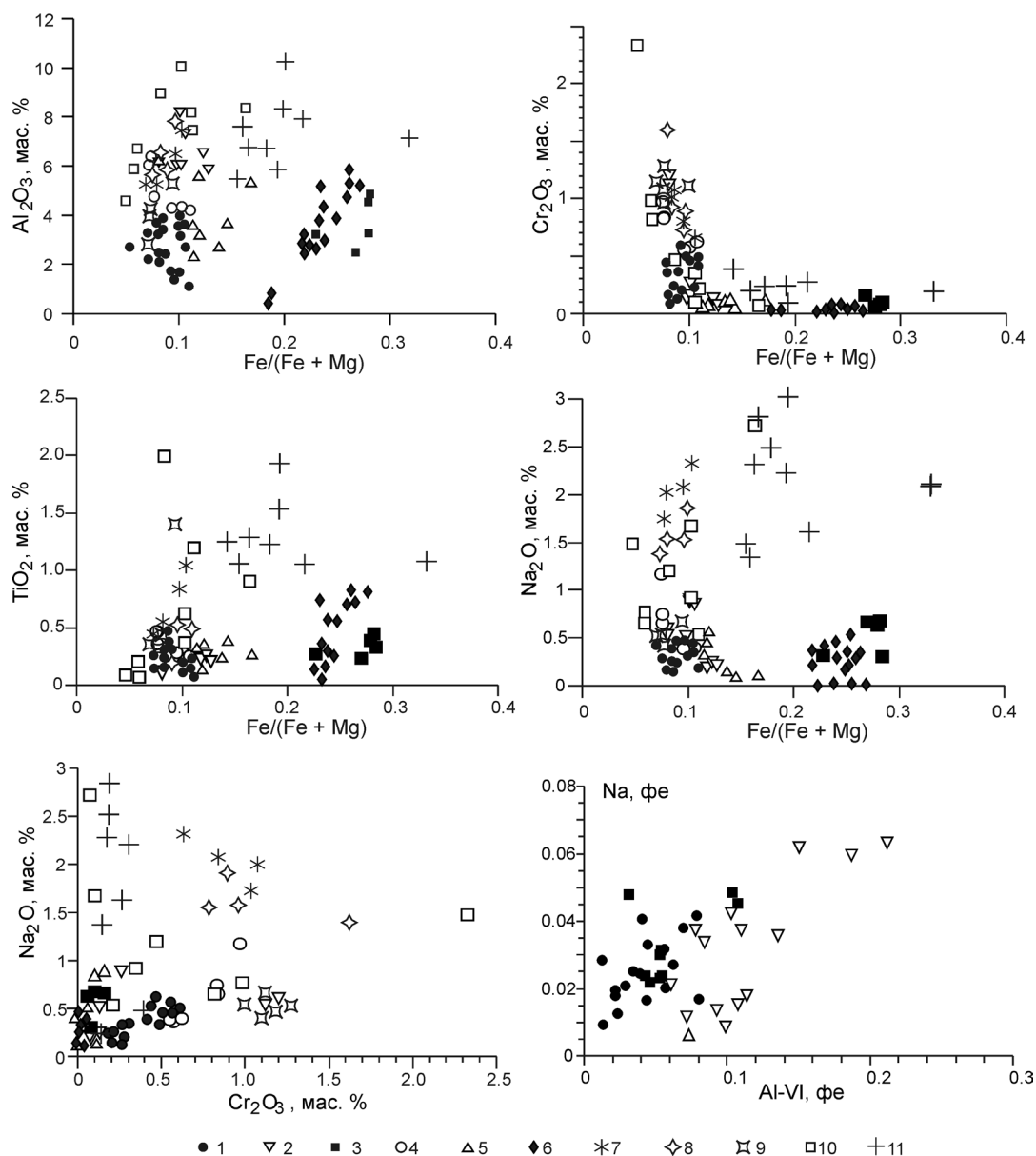


Рис. 12. Состав клинопироксенов из высокобарических пород ГУР и орогенных лерцолитовых комплексов.

1–4 – Миндякский массив: 1 – пироповые вебстериты, 2 – гранатовые клинопироксениты, 3 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты, 4 – оливин-шпинелевые вебстериты из включений в брекчиях; 5–6 – гранатовые породы ГУР: 5 – гранатовые клинопироксениты, 6 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты; 7–10 – массив Ронда [55, 68]: 7 – гранатовые лерцолиты, 8 – шпинелевые лерцолиты, 9 – плагиоклазовые лерцолиты, 10 – гранатовые пироксениты и метабазиты, образующие слои в перидотитах; 11 – клинопироксениты из графит-гранатовых пироксенитов Бени-Бусера и из включений в окаэдрических графитовых псевдоморфозы по алмазу [4, 35].

6.5 %. Максимальные вариации по глинозему характерны для клинопироксенов из гранатовых пироксенитов, от 2 до 8 мас. %, при этом все они имеют примерно одинаковую железистость.

В базитах содержания глинозема в клинопироксенах соответствуют интервалу 1–6 мас. %. По уровню глинозема клинопироксениты из гранатовых пород ГУР сопоставимы с клинопироксенами из гранатовых, шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов Ронда и Бени-Бусера и гранатовых пироксе-

нитов и базитов из этих комплексов, хотя в особом типе высокоглиноземистых метабазитов с корундом и сапфирином [57, 64, 65, 68, 69] содержание глинозема в клинопироксенах поднимается до 20%.

Заметные содержания хрома характерны только для  $Sr_x$  из пироповых вебстеритов, от 0.2 до 0.6 мас. %  $Cr_2O_3$ . В гранатовых клинопироксенитах средние содержания  $Cr_2O_3$  – 0.1–0.2, хотя в них зафиксированы и максимальные значения – 1.2 мас. %  $Cr_2O_3$ . Клинопироксениты из ильменитовых бази-

тов практически не содержат хрома. Низкими концентрациями хрома в орогенных лерцолитовых комплексах обладают только клинопироксены из графит-гранатовых пироксенитов Бени-Бусера, в том числе, образующих включения в апоалмазных графитовых псевдоморфозах [35]. Они содержат менее 0.5 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Остальные перидотиты и гранатовые пироксениты из Ронда и Бени-Бусера обладают заметно более высокими содержаниями хрома (рис. 12) так же, как и натрия, содержания которого достигают 3 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ . Как известно, высокие содержания натрия и хрома в клинопироксенах являются индикатором сублитосферного происхождения слабодеплетированных мантийных перидотитов, в противовес сильнодеплетированным перидотитам офиолитовых комплексов, клинопироксены которых обладают низкими концентрациями натрия. Все изученные нами клинопироксены из высокобарических пород ГУР по уровню  $\text{Na}_2\text{O} < 1\%$  не соответствуют перидотитам литосферной мантии.

**Ортопироксен** образует крупные деформированные кристаллы в пироповых и шпинелевых вебстеритах и отмечается в гранатовых пироксенитах. Составы ортопироксена отражены в табл. 7. Ортопироксен обладает более высокой железистостью по сравнению с аналогичным параметром клинопироксена. Содержание глинозема варьирует от 2 до 5 мас. % в пироповых разностях и от 2 до 6% – в шпинелевых. Более высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  характерны для центральных частей зерен, к краю содержание глинозема понижается, что может отражать как регрессивное снижение давления, так и проявления процессов деплетирования перидотитов. Уровень  $\text{CaO}$  составляет в среднем 0.4% в гранатосодержащих породах и 0.6% – в шпинелевых. В последних также выше содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  по сравнению с пироповыми разностями. Минимальными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  обладают ортопироксены, образующие сноповидные агрегаты в реакционных зонах на границе оливина и пироба (табл. 7).

**Оливин** был встречен только в ксенолитах пироповых и шпинелевых вебстеритов в брекчиях горы Атутэ, в Миндякском массиве. Железистость оливина  $f = 0.13$ , примерно такая же, как и у ортопироксена (табл. 8). Содержания  $\text{CaO}$  низкие, меньше 0.1. Оливин характеризуется высоким содержанием  $\text{NiO} - > 0.5$  мас. %.

**Амфибол** встречается во всех типах пород и отражает их химический состав (табл. 9). Наблюдения под микроскопом показывают, что амфибол всегда является минералом более поздним, по сравнению с клинопироксеном и гранатом, и приспособливается к интерстициальному пространству между ранними минералами либо замещает их. По-видимому, он образовывался на регрессивной стадии формирования пород, в момент появления в системе флюида. Реакционных взаимоотношений между амфиболом и гранатом не наблюдается, но амфибол участвует в

строении реакционных зон на границе пироба, оливина и шпинели. Во всех типах высокобарических пород амфибол соответствует по составу паргаситу или эдениту [59]. Ранний амфибол замещается вторичной роговой обманкой или актинолитом, что, вероятно, является отражением наложенной родингитизации. В пироповых вебстеритах железистость амфибола находится в интервале 0.11–0.18, а содержание глинозема составляет 11–14 мас. % (рис. 13). Щелочность существенно натровая, количество  $\text{Na}_2\text{O}$  колеблется от 2 до 3 мас. %, а  $\text{K}_2\text{O}$  не превышает первые десятые доли процента. Амфибол из гранатовых клинопироксенитов, гранатитов и ильменитовых базитов существенно более глиноземистый по сравнению с вебстеритовым, а из базитов – еще и более железистый. Содержание титана в амфиболе из всех типов пород низкое, только в гранатитах и, реже, в пироповых вебстеритах оно поднимается до 1 мас. %  $\text{TiO}_2$ . К этому значению приближаются и амфиболы из ильменитовых базитов. Интересно, что по сумме щелочей наиболее богатыми оказались амфиболы из гранатовых и шпинелевых вебстеритов, гранатитов и ильменитовых базитов (рис. 13).

**Хромовая шпинель** относится к высокоглиноземистому типу (57–64 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и может быть классифицирована как пикотит (табл. 8). Железистость ее не превышает 0.34, содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  не выше 16%,  $\text{TiO}_2$  – менее 0.1, а  $\text{MnO}$  – меньше 0.2 мас. %. Наиболее глиноземистая шпинель образует червеобразные вроски в келифитоподобных реакционных зонах на контакте пироба, оливина и шпинели. Состав шпинели соответствует составу этого минерала из орогенных лерцолитов массивов Средиземноморского пояса – Ронда и Бени Бусера [48].

**Титановые и циркониевые минералы** являются типичными для высокобарических пород зоны ГУР. Наиболее распространенным является ильменит, который отмечается в порообразующих количествах (до 5%) в амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитах. Он содержит около 1%  $\text{MnO}$  и от 1 до 4%  $\text{MgO}$  (табл. 10). В ассоциации с ильменитом отмечается умереннованадиевый титаномагнетит ( $\text{V}_2\text{O}_5 = 0.5\%$ ,  $\text{TiO}_2 = 2.7\%$ ). Вторым минералом по распространенности является рутил (табл. 10), который нередко образует включения в гранате, что указывает на его высокобарическое образование. Максимальное количество рутила отмечается в гранатитах и амфибол-рутиловых пегматитах, образующих гнезда среди гранатитов. Размер кристаллов рутила, в этом случае, достигает нескольких сантиметров. Крупные кристаллы рутила содержат ламели ильменита, образовавшегося в результате распада твердого раствора первичного рутила. В качестве главных элементов примесей в рутиле присутствует железо (0.5–0.7%  $\text{FeO}$ ), цирконий (около 0.5%  $\text{ZrO}$ ) и ванадий (около 3%  $\text{V}_2\text{O}_5$ ) (табл. 10).

**Таблица 7.** Представительные анализы (мас. %) ортопироксенов из пироповых и оливин-шпинелевых вебстеритов Миндякского массива и атомные количества катионов в пересчете на 6 атомов О

| № пробы                        | Мк70-ц | Мк70-к  | Мк71    | Мк71    | Мк224   | Мк224-р | Мк224-р |
|--------------------------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Компоненты                     | 1      | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       |
| SiO <sub>2</sub>               | 53.69  | 54.17   | 55.09   | 54.58   | 55.50   | 55.91   | 54.60   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.02   | 0.00    | 0.18    | 0.14    | 0.10    | 0.02    | 0.05    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.54   | 2.65    | 4.98    | 4.03    | 4.14    | 1.41    | 3.60    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.34   | 0.30    | 0.21    | 0.27    | 0.17    | 0.01    | 0.07    |
| FeO*                           | 9.95   | 10.35   | 7.17    | 8.23    | 9.01    | 9.05    | 8.96    |
| MnO                            | 0.22   | 0.22    | 0.03    | 0.06    | 0.10    | 0.21    | 0.17    |
| MgO                            | 32.42  | 32.85   | 31.70   | 32.57   | 32.18   | 34.64   | 32.69   |
| CaO                            | 0.50   | 0.40    | 0.58    | 0.97    | 0.32    | 0.19    | 0.22    |
| Сумма                          | 100.68 | 100.94  | 99.94   | 100.85  | 101.52  | 101.44  | 100.36  |
| Fe/(Fe+Mg)                     | 0.14   | 0.15    | 0.11    | 0.12    | 0.13    | 0.13    | 0.13    |
| Ca                             | 0.019  | 0.015   | 0.022   | 0.036   | 0.012   | 0.007   | 0.008   |
| Mg                             | 1.690  | 1.711   | 1.635   | 1.680   | 1.648   | 1.781   | 1.696   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.291  | 0.302   | 0.207   | 0.238   | 0.259   | 0.261   | 0.261   |
| Mn                             | 0.007  | 0.007   | 0.001   | 0.002   | 0.003   | 0.006   | 0.005   |
| Cr                             | 0.009  | 0.008   | 0.006   | 0.007   | 0.005   | 0.000   | 0.002   |
| Ti                             | 0.001  | 0.000   | 0.005   | 0.004   | 0.003   | 0.001   | 0.001   |
| Al-6                           | 0.024  | 0.002   | 0.109   | 0.054   | 0.075   | -0.014  | 0.049   |
| Al-4                           | 0.122  | 0.107   | 0.094   | 0.111   | 0.093   | 0.071   | 0.099   |
| Si                             | 1.878  | 1.893   | 1.906   | 1.889   | 1.907   | 1.929   | 1.901   |
| Al <sub>общ</sub>              | 0.146  | 0.109   | 0.203   | 0.164   | 0.168   | 0.057   | 0.148   |
| № пробы                        | Мк141  | Мк141-ц | Мк141-к | Мк142-ц | Мк142-к | Мк142-ц | Мк142-к |
| Компоненты                     | 8      | 9       | 10      | 11      | 12      | 13      | 14      |
| SiO <sub>2</sub>               | 56.08  | 54.43   | 54.72   | 56.23   | 56.23   | 56.20   | 56.39   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.09   | 0.13    | 0.07    | 0.09    | 0.05    | 0.09    | 0.07    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4.36   | 5.92    | 4.22    | 4.07    | 3.62    | 4.17    | 4.00    |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.38   | 0.51    | 0.44    | 0.39    | 0.41    | 0.39    | 0.33    |
| FeO*                           | 6.90   | 6.36    | 6.82    | 8.51    | 8.65    | 8.15    | 8.17    |
| MnO                            | 0.18   | 0.18    | 0.16    | 0.21    | 0.23    | 0.19    | 0.19    |
| MgO                            | 30.66  | 30.44   | 32.71   | 28.77   | 28.20   | 28.12   | 28.92   |
| CaO                            | 0.77   | 0.77    | 0.56    | 0.56    | 0.34    | 0.88    | 0.38    |
| Сумма                          | 99.42  | 98.74   | 99.70   | 98.83   | 97.73   | 98.19   | 98.45   |
| Fe/(Fe+Mg)                     | 0.11   | 0.10    | 0.10    | 0.14    | 0.14    | 0.14    | 0.14    |
| Ca                             | 0.029  | 0.029   | 0.021   | 0.021   | 0.013   | 0.034   | 0.014   |
| Mg                             | 1.586  | 1.584   | 1.693   | 1.504   | 1.490   | 1.437   | 1.474   |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.200  | 0.186   | 0.198   | 0.250   | 0.256   | 0.242   | 0.242   |
| Mn                             | 0.005  | 0.005   | 0.005   | 0.006   | 0.007   | 0.006   | 0.006   |
| Cr                             | 0.010  | 0.014   | 0.012   | 0.011   | 0.011   | 0.011   | 0.009   |
| Ti                             | 0.002  | 0.003   | 0.002   | 0.002   | 0.001   | 0.002   | 0.002   |
| Al-6                           | 0.124  | 0.145   | 0.074   | 0.141   | 0.145   | 0.174   | 0.165   |
| Al-4                           | 0.054  | 0.099   | 0.099   | 0.027   | 0.007   | 0.001   | 0.002   |
| Si                             | 1.946  | 1.901   | 1.901   | 1.973   | 1.993   | 1.999   | 1.998   |
| Al <sub>общ</sub>              | 0.178  | 0.244   | 0.173   | 0.168   | 0.151   | 0.175   | 0.167   |

Примечание. 1–7 – пироповые вебстериты, 8–14 – оливин-шпинелевые вебстериты. Ц – центр зерна, к – край зерна, р – ортопироксен участвующий в строении реакционных зон на границе пироба, оливина и глиноземистой шпинели. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков.

Циркон является главным минералом циркония в высокobarических породах. Он часто образует включения в гранатах, но встречается и в межзерновом пространстве. Включения в гранатах имеют округлый или короткопризматический габитус. Максимальные количества циркона зафиксированы в гранатитах и амфибол-рутиловых пегматитах. В меньших количествах он отмечается в гранатовых

клинопироксенитах и ильменит-гранатовых базитах. В пироповых вебстеритах при наблюдениях под микроскопом циркон не обнаруживается.

Сфен обычный минерал в гранатовых породах. Часто, он образует включения в гранате, что может указывать на его высокobarическое происхождение, но встречается и в виде кайм вокруг ильменита, что отражает его поздний метасоматический генезис.

**Таблица 8.** Химический состав оливинов и хромшпинелидов (мас. %)

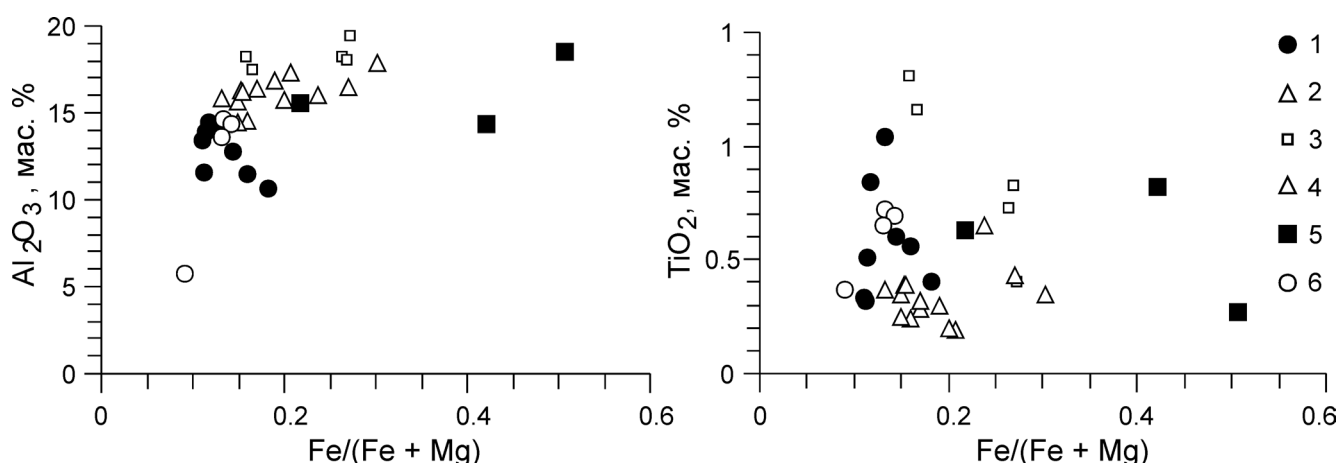
| № пробы                                    | Мк224   |         |         |         | Мк141   | Мк224   |         |         | Мк71    |
|--------------------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Компонент                                  | 1       | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       | 7       | 8       | 9       |
| SiO <sub>2</sub>                           | 39.98   | 39.81   | 40.17   | 40.16   | 39.94   | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. |
| TiO <sub>2</sub>                           | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | 0.04    | 0.03    | 0.00    | 0.14    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | 0.01    | 0.14    | 58.98   | 57.14   | 65.59   | 53.38   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | 0.19    | 7.32    | 9.55    | 0.91    | 16.23   |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | 0.03    | 0.13    |
| FeO*                                       | 12.22   | 12.73   | 12.48   | 12.92   | 11.49   | 14.03   | 13.56   | 12.46   | 11.52   |
| MnO                                        | 0.15    | 0.15    | 0.13    | 0.16    | 0.23    | 0.14    | 0.09    | 0.11    | 0.02    |
| MgO                                        | 46.18   | 47.51   | 47.07   | 47.08   | 48.62   | 17.75   | 17.51   | 20.37   | 18.99   |
| CaO                                        | 0.04    | 0.01    | 0       | 0       | 0.06    | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. | Н. опр. |
| NiO                                        | 0.54    | 0.54    | 0.5     | 0.49    | Н. опр. | 0.56    | 0.62    | 0.26    | 0.44    |
| Сумма                                      | 99.11   | 100.75  | 100.36  | 100.82  | 100.75  | 98.82   | 98.44   | 99.73   | 100.85  |
| Fe <sup>2+</sup> /(Mg + Fe <sup>2+</sup> ) | 0.13    | 0.13    | 0.13    | 0.13    | 0.12    | 0.29    | 0.30    | 0.23    | 0.25    |

Примечание. 1–4 – оливин из пироповых вебстеритов, 5 – оливин из шпинелевого вебстерита, 6, 7 – хромшпинель из включений в пиропе, 8 – червеобразные вросстки шпинели в келифитовых реакционных зонах на контакте пироба и шпинели, 9 – хромшпинель из оливин-шпинелевых вебстеритов. FeO\* – все железо в виде FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП “Геоаналит” ИГТ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков. Н.опр. – элемент не определялся.

При родингитизации образуется целая серия титан-циркониевых минералов: титановый гранат – шорломит, перовскит, бадделеит (табл. 10) и др. Бадделеит в виде пластинчатых кристаллов размером до 100–200 мкм по длинной оси образует сноповидные агрегаты с прямоугольным внешним габитусом и размером до 0.5 мм. (рис. 14). Мы предполагаем, что бадделеит образовался при десицикации циркона при родингитизации. Это предположение подтверждается тем, что максимальное количество бадделеита зафиксировано в каймах родингитизации вокруг ксенолитов богатых цирконом гранатовых пироксенитов и гранатитов в брекчиях горы Агутэ в Миндякском массиве.

#### УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Главные породообразующие минералы высокobarических пород в зоне ГУР, как было показано выше, обладают довольно широкими вариациями состава, что затрудняет проведение оценок *P-T* условий образования пород без специальных и систематических исследований, направленных на установление равновесных минеральных ассоциаций. Наличие реакционных зон на контактах пироба и оливина, пироба и шпинели, пироба и клинопироксена однозначно свидетельствует об отсутствии равновесия в этих парах. Присутствие амфибола в реакционных зонах в сростаниях со шпинели

**Рис. 13.** Состав амфиболов из высокobarических пород ГУР и Миндякского массива.

1 – пироповые вебстериты, 2 – гранатиты, 3 – гранатовые клинопироксениты, 4 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты ГУР, 5 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты и Миндякского массива, 6 – шпинелевые вебстериты из включений в брекчиях Миндякского массива.

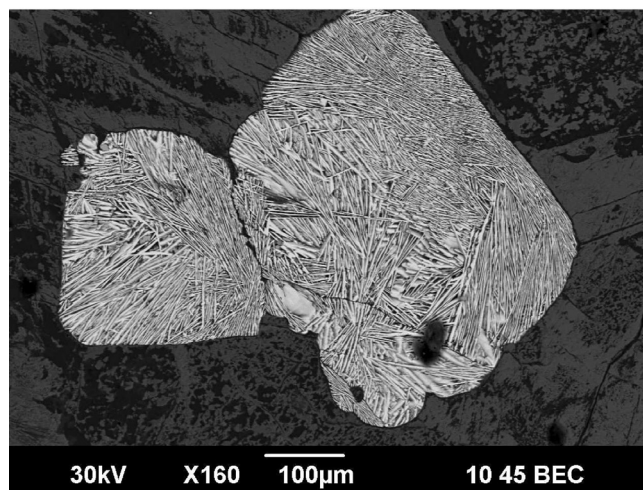
**Таблица 9.** Представительные анализы (мас. %) амфиболов из высокобарических пород Миндякского массива и зоны ГУР и атомные количества катионов в пересчете на 23 атома О

| № пр.                          | Мк70  | Мк71  | Мк224 | Мк67  | Мк68  | Мк143 | Мк214 | Мк163 | Мк69  | Мк69  | Мк200 | Мк204 | Мк141 | Мк142 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Комп.                          | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.72 | 42.81 | 44.63 | 42.15 | 45.20 | 44.05 | 41.04 | 43.28 | 38.37 | 40.29 | 42.07 | 43.85 | 52.76 | 44.14 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.60  | 0.84  | 1.04  | 0.30  | 0.28  | 0.37  | 1.16  | 0.73  | 0.27  | 0.82  | 0.35  | 0.63  | 0.37  | 0.72  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12.77 | 14.49 | 14.17 | 16.82 | 16.42 | 15.84 | 17.49 | 18.27 | 18.54 | 14.38 | 17.88 | 15.54 | 5.76  | 14.64 |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.99  | 1.25  | 0.50  | 0.10  | 0.08  | 0.29  | 0.00  | 0.03  | 0.05  | 0.05  | 0.17  | 0.00  | 0.36  | 1.06  |
| FeO*                           | 5.36  | 4.24  | 4.61  | 6.71  | 5.82  | 4.71  | 5.47  | 8.28  | 16.20 | 15.00 | 9.95  | 7.63  | 3.65  | 4.41  |
| MnO                            | 0.08  | 0.07  | 0.04  | 0.11  | 0.05  | 0.03  | 0.00  | 0.52  | 0.29  | 0.19  | 0.10  | 0.07  | 0.08  | 0.10  |
| MgO                            | 17.90 | 17.88 | 16.98 | 16.06 | 15.92 | 17.38 | 15.45 | 12.98 | 8.83  | 11.54 | 12.90 | 15.46 | 20.48 | 16.09 |
| CaO                            | 11.90 | 12.93 | 13.05 | 13.01 | 12.57 | 12.30 | 12.95 | 12.45 | 12.47 | 12.64 | 12.64 | 12.47 | 13.92 | 11.89 |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.46  | 2.68  | 2.95  | 2.25  | 1.82  | 2.24  | 1.92  | 1.28  | 2.79  | 2.45  | 1.51  | 1.46  | 0.43  | 2.41  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.14  | 0.12  | 0.01  | 0.53  | 0.09  | 0.39  | 1.69  | 0.00  | 0.70  | 1.12  | 0.18  | 0.34  | 0.00  | 0.17  |
| Сумма                          | 97.92 | 97.31 | 97.98 | 98.04 | 98.25 | 97.60 | 97.17 | 97.82 | 98.51 | 98.48 | 97.75 | 97.45 | 97.81 | 95.63 |
| Fe/(Fe + Mg)                   | 0.14  | 0.12  | 0.13  | 0.19  | 0.17  | 0.13  | 0.17  | 0.26  | 0.51  | 0.42  | 0.30  | 0.22  | 0.09  | 0.13  |
| Na                             | 0.675 | 0.743 | 0.810 | 0.624 | 0.495 | 0.615 | 0.538 | 0.354 | 0.811 | 0.710 | 0.423 | 0.405 | 0.116 | 0.674 |
| K                              | 0.025 | 0.022 | 0.002 | 0.097 | 0.016 | 0.070 | 0.312 | 0.000 | 0.134 | 0.214 | 0.033 | 0.062 | 0.000 | 0.031 |
| Ca                             | 1.804 | 1.982 | 1.979 | 1.995 | 1.890 | 1.866 | 2.005 | 1.902 | 2.003 | 2.025 | 1.956 | 1.914 | 2.071 | 1.838 |
| Mg                             | 3.775 | 3.812 | 3.581 | 3.425 | 3.330 | 3.667 | 3.327 | 2.758 | 1.972 | 2.571 | 2.777 | 3.300 | 4.238 | 3.459 |
| Fe <sup>2+</sup>               | 0.634 | 0.507 | 0.546 | 0.803 | 0.683 | 0.558 | 0.661 | 0.987 | 2.031 | 1.876 | 1.202 | 0.914 | 0.424 | 0.532 |
| Mn                             | 0.010 | 0.008 | 0.005 | 0.013 | 0.006 | 0.004 | 0.000 | 0.063 | 0.037 | 0.024 | 0.012 | 0.008 | 0.009 | 0.012 |
| Cr                             | 0.111 | 0.141 | 0.056 | 0.011 | 0.009 | 0.032 | 0.000 | 0.003 | 0.006 | 0.006 | 0.019 | 0.000 | 0.040 | 0.121 |
| Ti                             | 0.064 | 0.090 | 0.111 | 0.032 | 0.030 | 0.039 | 0.126 | 0.078 | 0.030 | 0.092 | 0.038 | 0.068 | 0.039 | 0.078 |
| Al-6                           | 0.599 | 0.568 | 0.680 | 0.870 | 1.061 | 0.879 | 0.910 | 1.243 | 1.027 | 0.558 | 1.121 | 0.903 | 0.268 | 0.857 |
| Al-4                           | 1.531 | 1.876 | 1.684 | 1.968 | 1.656 | 1.764 | 2.070 | 1.828 | 2.249 | 1.976 | 1.924 | 1.720 | 0.675 | 1.633 |
| Si                             | 6.469 | 6.124 | 6.316 | 6.032 | 6.344 | 6.236 | 5.930 | 6.172 | 5.751 | 6.024 | 6.076 | 6.280 | 7.325 | 6.367 |
| Al <sub>общ</sub>              | 2.130 | 2.444 | 2.364 | 2.838 | 2.717 | 2.643 | 2.980 | 3.071 | 3.276 | 2.535 | 3.045 | 2.624 | 0.943 | 2.490 |

Примечание. 1–10 – породы Миндякского массива: 1–3 – пироповые вебстериты, 4–6 – гранатовые клинопироксениты, 7, 8 – гранатиты, 10 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты, 11 – гранатовые клинопироксениты из район д. Бурангулово, 12 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты из район д. Бурангулово, 13, 14 – оливин-шпинелевые вебстериты из брекчий Миндякского массива. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП “Геоаналит” ИГТ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков.

нелю может указывать на регрессивный характер процесса переуравновешивания, связанного с понижением давления и температуры и с появлением в системе флюида. На регрессивный характер процесса указывает также зональность в ортопироксенах пироповых и оливин-шпинелевых вебстеритов, в которых от центра к краю заметно уменьшается содержание глинозема. С другой стороны, в пироповых вебстеритах шпинель всегда образует включения в гранате. Следовательно, пироп является более поздним минералом по отношению к шпинели, а его образование отражает либо общее повышение давления и начало перехода из шпинелевой фазии в гранатовую, либо изобарическое понижение температуры, что может привести к такому же результату. Этот феномен был отмечен и для *P-T* эволюции перидотитов массива Ронда [78, 79] (рис. 15). *P-T* параметры перехода между гранатовой и шпинелевой фазией для различных валовых составов пород хорошо изучены и составляют по давлению 14–22 кбар при вариациях температуры 800–1400°C [3, 23 и др].

По данным Дж. Скэрроу с соавторами [71], температуры минеральных равновесий для гранатовых пород Миндяка находятся в интервале 800–900°C,



**Рис. 14.** Бадделлит из кайм родингитизации вокруг фрагментов гранатовых клинопироксенитов.

Агрегаты пластинчатых кристаллов бадделлита, замещающего зерна циркона. Изображение в обратно-рассеянных электронах (сканирующий микроскоп JSM-6390LV фирмы Jeol, оператор С.С. Гловатских).

**Таблица 10.** Химический состав Ti-Zr минералов (мас. %) из пород Миндякского массива и зоны ГУР

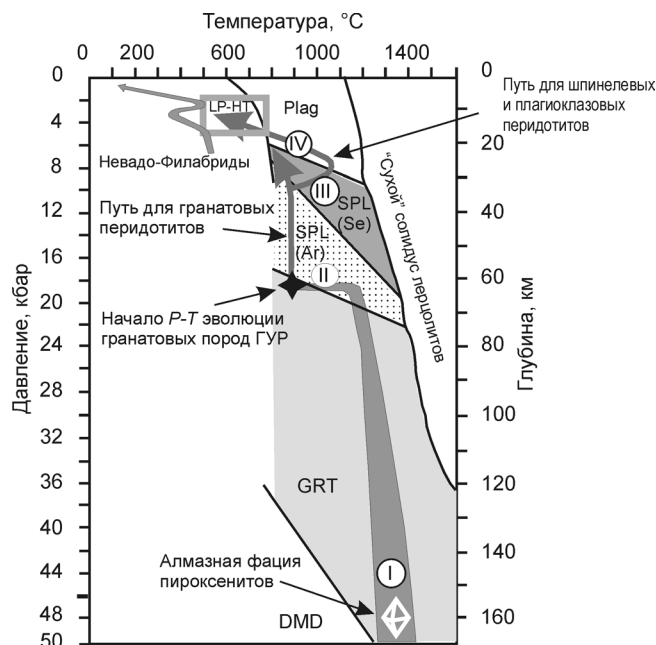
| № пробы                        | Мк214  | Мк214  | Мк204  | 561-5/1 | 561-5/2 | Мк163  | Мк163  | Мк163  | Мк163  |
|--------------------------------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|
| Компонент                      | 1      | 2      | 3      | 4       | 5       | 6      | 7      | 8      | 9      |
| SiO <sub>2</sub>               | 0.03   | 0.01   | 0.01   | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 30.55  | 0.00   |
| TiO <sub>2</sub>               | 52.7   | 96.31  | 47.8   | 50.89   | 45.54   | 52.97  | 99.26  | 39     | 3.73   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.02   | 0.12   | 0.01   | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | 1.65   | Н.опр. |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.04   | 0.00   | 0.05   | 0.00    | 0.00    | 0.00   | 0.00   | Н.опр. | Н.опр. |
| FeO*                           | 42.91  | 0.46   | 48.82  | 45.81   | 49.31   | 43.48  | 0.57   | 0.12   | Н.опр. |
| MnO                            | 0.9    | 0      | 0.93   | 0.88    | 0.32    | 1.25   | Н.опр. | 0.16   | Н.опр. |
| MgO                            | 2.01   | 0.01   | 0.01   | 0.26    | 1.49    | 2.17   | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. |
| CaO                            | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр.  | Н.опр.  | Н.опр. | Н.опр. | 29.38  | Н.опр. |
| Nb <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Н.опр. | 0.43   | Н.опр. | Н.опр.  | Н.опр.  | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. |
| ZrO                            | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр.  | Н.опр.  | Н.опр. | 0.49   | 0.1    | 95.87  |
| V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | Н.опр. | 2.96   | Н.опр. | Н.опр.  | Н.опр.  | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. | Н.опр. |
| Сумма                          | 98.61  | 100.30 | 97.63  | 97.84   | 96.66   | 99.87  | 100.32 | 100.96 | 99.6   |

Примечание. 1, 3–6 – ильменит; 2, 7 – рутил; 8 – сфен; 9 – бадделейт. FeO\* – все железо в виде FeO. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ЦКП “Геоаналит” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), аналитик В.В. Хиллер, руководитель С.Л. Вотяков. Н.опр. – элемент не определялся.

а давление составляет 10 кбар. По нашим оценкам, с использованием дупироксенового термобарометра Нимица, Тэйлора и Грютера [66, 67], пироксенового геотермобарометра Мерсье [62], геотермобарометра Брэя и Кехлера [51, 52] и других, параметры формирования пироповых вебстеритов соответствуют давлению 14–16 кбар и температуре 800–1000°C. Давление при образовании амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитов было, вероятно, ниже – около 10–12 кбар. На уровне этих оценок можно предполагать, что *P-T* эволюция гранатовых пород Миндякского массива и зоны ГУР начинается от границы гранатовой и шпинелевой фаций и совпадает с эволюцией гранатовых пород массива Ронда [78, 79] (рис. 15). Хорошая сохранность первичных парагенезисов предполагает быструю эксгумацию пород, препятствующую перекристаллизации “отжига” и переуравновешиванию минеральных парагенезисов.

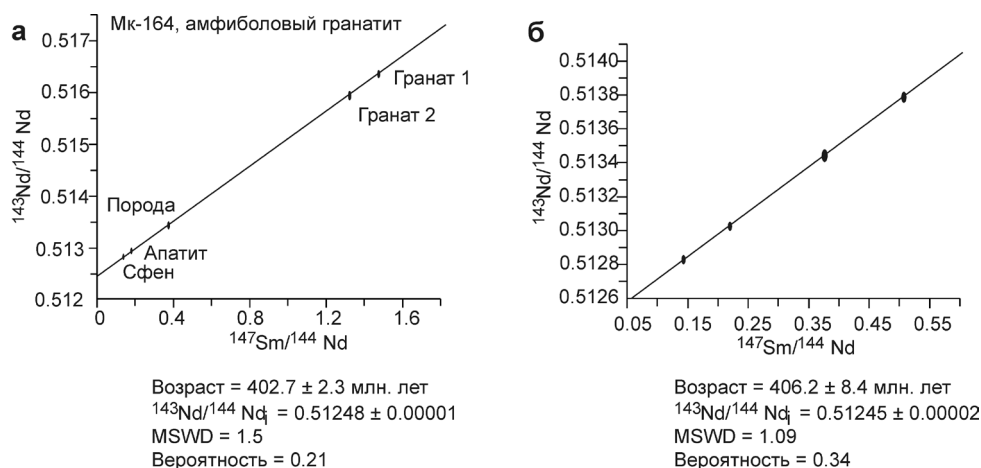
### ВОЗРАСТ

Первые работы по геохронологическому датированию высокobarических пород Миндякского массива были проведены Дж. Скэрроу с соавторами [71]. Полученный ими Sm-Nd возраст амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитов (в пробах SU424 и SU339) оказался раннедевонским  $414 \pm 4$  млн. лет. В дальнейшем, ими было проведено Sm-Nd датирование с использованием изотопного состава породы, граната, сфена и апатита. Согласно персональному сообщению Дж. Скэрроу (неопубликованные данные), в пробе SU424 была получена изохронная зависимость с возрастом  $399 \pm 3.5$  млн. лет, первичным отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.512472 \pm 0.000013$ , MSWD = 0.36 и вероятностью = 0.70, а по пробе SU339 была получена эрохрона с модельным возрастом  $408 \pm 42$  млн. лет, первичным отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51241 \pm 0.00023$



**Рис. 15.** *P-T* диаграмма, иллюстрирующая эволюцию орогенного лерцолитового комплекса Ронда в Испании [78] с зафиксированным положением области начала *P-T* эволюции высокobarических гранатовых пород Миндякского массива и зоны ГУР.

Римскими цифрами I, II, III, IV обозначены стадии эволюции перидотитов Ронда. DMD – фация алмазсодержащих пироксенитов, GRT – гранатовая фация ультраосновных пород, SPL-Ar – шпинелевая фация перидотитов с положением арикейтовой субфации, SPL-Se – шпинелевая фация перидотитов с положением сейландитовой субфации, Plag – область плагиоклазовых фаций перидотитов, LP-HT – поле метаморфических пород Невадо-Филабрид из обрамления массива Ронда.



**Рис. 16.** Изохронные Sm-Nd диаграммы для гранатита Мк164(а) и для высокобарических пород Миндякского массива. SU339 и SU424 по [71] (б).

и MSWD = 82. Кроме того, этими исследователями было проведено датирование цирконов методом Кобера в Университете Гранады (Испания), которое показало, что большая часть краевых частей цирконов характеризуются средним возрастом  $411 \pm 4$  млн. лет, а самые древние цирконы из ядер имеют возраст 467 млн. лет [71]. Несколько позже были опубликованы результаты U-Pb датирования трех фракций цирконов, проведенного в ГЕОХИ РАН Е.В. Бибиковой по технологии изотопного разбавления [30]. Авторами были получены конкордантные значения возраста  $410 \pm 5$  млн. лет по двум фракциям цирконов и по одной фракции получен дискордантный возраст 276–291 млн. лет.

Нашей группой также были проведены изотопно-геохронологические исследования для определения возраста высокобарических пород в зоне ГУР. По нашей просьбе, Й. Глодны было проведено Sm-Nd датирование гранатитов Мк-164 и гранатовых клинопироксенитов Мк-143 Миндякского массива (табл. 11). По фракциям граната, апатита, сфена и валовому составу породы Мк164, был опреде-

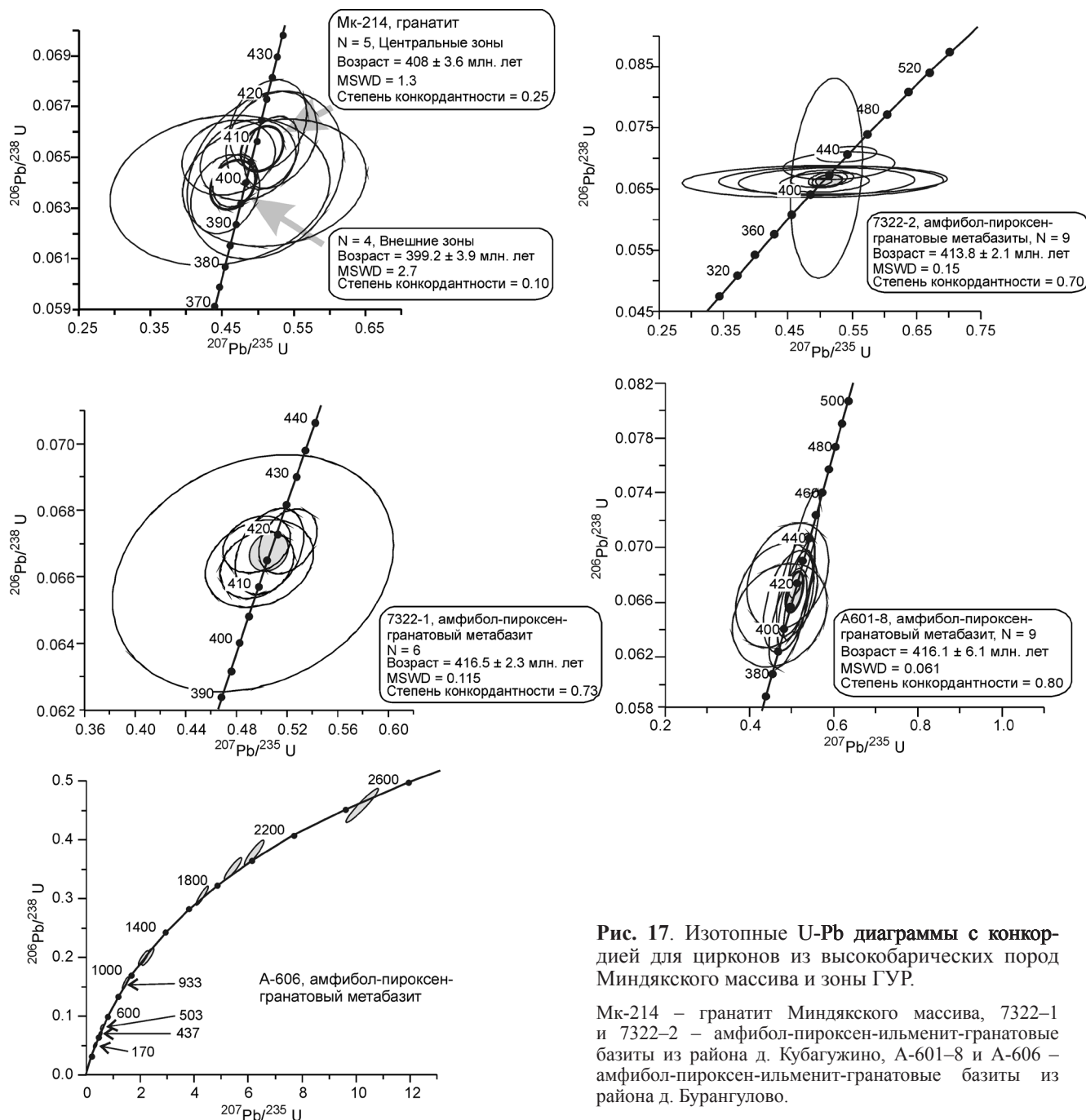
лен возраст, равный  $402.7 \pm 2.3$  млн. лет (рис. 16). С использованием собственных данных и результатов изотопных исследований, проведенных ранее [71], была построена Sm-Nd изохронная диаграмма, включающая только породы, которая показала хорошую линейную зависимость, соответствующую возрасту 406 млн. лет (табл. 11, рис. 16). Эта диаграмма особенно интересна, поскольку изохронной зависимостью на ней связаны и гранатовые клинопироксениты, и гранатиты, и амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые метабазиты, т.е. породы разного состава с различной геохимией редкоземельных элементов.

Датирование цирконов из гранатитов Мк214 Миндякского массива U-Pb методом на SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) выявило значимое различие в возрасте центральных и краевых частей зерен. Внутренние зоны характеризуются зональным строением и идиоморфным габитусом, типичным для цирконов магматического генезиса. Снаружи зерна обрастают и замещаются каймами более молодого циркона, срезающего зональность ядер. Усредненные дан-

**Таблица 11.** Содержания Sm и Nd и изотопные отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в высокобарических породах Миндякского массива и минералах из них

| Пробы           | Sm г/т   | Nd г/т   | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | ошибка, % | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | ошибка, % |
|-----------------|----------|----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|
| Мк164, гранат 1 | 1.281    | 0.5235   | 1.4805                            | 0.3       | 0.516385                          | 0.003     |
| Мк164, сфен     | 167.0013 | 727.8245 | 0.1387                            | 0.3       | 0.512855                          | 0.003     |
| Мк164, порода   | 3.1095   | 5.0052   | 0.3757                            | 0.3       | 0.513458                          | 0.003     |
| Мк164, гранат 2 | 1.5083   | 0.6872   | 1.3281                            | 0.3       | 0.515976                          | 0.007     |
| Мк164, апатит   | 24.7856  | 81.8352  | 0.1831                            | 0.3       | 0.512956                          | 0.003     |
| SU339, порода   | 39.3832  | 39.3832  | 0.1438                            | 0.3       | 0.51283                           | 0.003     |
| SU424, порода   | 2.8717   | 2.8717   | 0.5067                            | 0.3       | 0.513791                          | 0.003     |
| Мк143, порода   | 1.7499   | 1.7499   | 0.2197                            | 0.3       | 0.513031                          | 0.003     |

Примечание. Мк164 – гранатит, Мк143 – гранатовый клинопироксенит, SU339 и SU424 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты [Scarrow et al, 1999].



**Рис. 17.** Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для цирконов из высокobarических пород Миндякского массива и зоны ГУР.

Мк-214 – гранатит Миндякского массива, 7322-1 и 7322-2 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты из района д. Кубагужино, А-601-8 и А-606 – амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты из района д. Бурангулово.

ные по ядрам кристаллов соответствуют возрасту 408 млн. лет, а по каймам – 399 млн. лет (рис. 17). Цирконы, изученные этим же методом, из гранатовых метабазитов в районе деревень Бурангулово и Кубагужино, в среднем, показали немного более древние возраста 414–417 млн. лет (рис. 17), сохраняя при этом достаточно компактное расположение эллипсов ошибок на диаграммах с конкордией. Тем не менее, в выборках цирконов из этих пород были установлены зерна, имеющие возраст 430, 440 и 460 млн. лет, что согласуется с ранее полученными данными о присутствии силурийских и ордовикских

цирконов в высокobarических породах Миндяка. Одна из проб гранатовых базитов из района Бурангулово содержала цирконы разного возраста от протерозоя до мезозоя включительно (рис. 17), без какой либо группировки по кластерам. Такие широкие вариации возраста цирконов являются типичным явлением для дунитов и габброидов Платиноносного пояса Урала [1, 43, 49], для высокobarических гранатовых пироксенитов из мантийных ксенолитов в неогеновых базальтах Северо-Китайского кратона [60] и др. Интерпретация таких данных является сложной проблемой, но чаще всего предполагается, что

подобное явление связано с интеграцией и рециклингом пород континентальной коры и мантии.

Проведенные разными изотопными методами геохронологические исследования свидетельствуют о том, что образование гранатовых пироксенитов и базитов произошло на рубеже силура и раннего девона (417–410 млн. лет). Продолжительность этого процесса была незначительной, около 15–18 млн. лет и закончилась в конце раннего девона (400–399 млн. лет). Можно предположить, что это время отражает длительность эксгумации (выведения), которая, как было отмечено выше, должна была быть достаточно быстрой для сохранения первичных парагенезисов. Этот возраст синхронен времени проявления мафит-ультрамафитового магматизма в Сакмарской зоне Южного Урала (415–399 млн. лет), когда произошло формирование восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритового и молотовского клинопироксенит-габбрового комплексов, связанных с эволюцией высокоизвестковистых ультраосновных магм анкармитового типа [20, 21]. Мы предполагаем, что этот магматизм связан с внедрением сублитосферного мантийного диапира в область разрыва слэба последовавшего за коллизией ордовикской Губерлинской островной дуги [28] и края Восточно-Европейского континента. Положительная термальная аномалия, вызванная этим событием, привела также к формированию гранулит-амфиболитового комплекса с анатектическими гранитами, фрагменты которого установлены в обрамлении Хабарнинского аллохтона на Южном Урале [19–21] и в других районах Сакмарской зоны. Так, для гранат-кордиерит-фенгитовых сланцев с реликтами гранулитового парагенеза из блока меланжа в Сакмарской зоне (р-н дер. Псянчино) по рутилу U-Pb методом получена оценка возраста  $394 \pm 2$  млн. лет [2]. Как отмечалось выше, в Присакмаро-Вознесенской зоне по цирконам методом SHRIMP установлен возраст гранатовых амфиболитов  $395 \pm 5.8$  млн. лет и  $408.9 \pm 3$  млн. лет [26]. Близкий возраст имеют и породы комплекса параллельных диабазовых даек и комагматичных им интрузий верлит-габбро-плагιοгранитного аккермановского комплекса в Хабарнинском аллохтоне [2, 20]. Их формирование могло быть связано с внедрением расплава в область локального растяжения над зоной всплывающего диапира.

Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют о синхронности магматических событий, произошедших в зоне ГУР на рубеже силура и раннего девона и времени образования высокобарических пород в этой же зоне, что может являться следствием одного и того же процесса – мантийного апвеллинга (upwelling). Наличие в цирконах из гранатовых пород более древних ядер ордовикско-нижнесилурийского возраста, вероятно, соответствует времени проявления процессов, происходящих в мантии на предшествующем этапе.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ, ВЫВОДЫ

Изучение высокобарических гранатовых пород, развитых в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале и приуроченных к залегающим здесь же крупным лерцолитовым массивам позволяет обсудить широкий круг геологических проблем, связанных как с происхождением лерцолитов, так и с развитием складчатого пояса в целом. Как было отмечено во введении, существующая упрощенная схема разделения мантийных пород на перидотиты офиолитовых комплексов и перидотиты массивов “корневых зон” или орогенные лерцолитовые комплексы, не является строгой и может отражать лишь степень деплетированности пород. Однако присутствие в составе массивов гранатовых пород, многими исследователями рассматривалось как свидетельство высокотемпературного и высокобарического происхождения орогенных лерцолитов в условиях сублитосферной мантии, в отличие от офиолитов, где широко развиты лишь шпинелевые и плагиоклазовые фации перидотитов, а гранатовые породы отсутствуют. Правда, в многочисленных работах последнего времени явно просматривается тенденция к объяснению всех наблюдаемых особенностей внутреннего строения, минерального состава и геохимии орогенных лерцолитовых комплексов с позиции мантийно-корового рециклинга [57, 60, 64, 65, 71, 72 и др.]. То есть предполагается, что перидотиты и интегрированные с ними коровые породы были погружены в зонах субдукции до уровня гранатовой фации, испытывая на этом пути сложные трансформации, деформации, метасоматизм и плавление и лишь потом были эксгумированы по зонам глубинных надвигов. Как представляется, эта проблема все еще далека от своего окончательного решения, а все вопросы, с ней связанные, активно дискутируются.

В результате нашего исследования в составе меланжа ГУР было выявлено несколько новых ареалов распространения высокобарических пород, тяготеющих к Миндякскому и Татламбетовскому лерцолитовым массивам. Изучение состава пород позволило выделить 3 типа: 1) пироповые, и оливин-шпинель-пироповые вебстериты, 2) гранатовые клинопироксениты и гранатиты и, 3) амфибол-пироксен-ильменит-гранатовые базиты. Гранатовые вебстериты и базиты не имеют аналогов среди высокобарических ультрамафитов и метабазитов, образующих слои и линзы в орогенных лерцолитах Средиземноморского пояса (Ронда, Бени-Бусера и др.) и в комплексе Хороман в Японии. Напротив, широко представленные там высокоглиноземистые породы (глиноземистые эклогиты по терминологии Корнпробста) [50, 55, 57, 64, 65, 69, 76 и др.] с корундом и сапфирином не установлены на Урале. Только гранатовые клинопироксениты ГУР имеют наибольшее количество сходных черт с гранатовыми клинопироксенитами Ронда и Бени-Бусера, хотя отличаются от них по геохимии РЗЭ и

некоторым другим характеристикам. Необходимо отметить, что до сих пор не обнаружено и никаких признаков тесной пространственно-генетической и временной общности гранатовых пород ГУР с лерцолитами. Во всех известных нам случаях, высокобарические породы формируют блоки в меланже или фрагменты в алюмосиликатных брекчиях. Непосредственных контактов с лерцолитами не обнаружено. Это является существенным ограничением для рассмотрения их связи с лерцолитами и отличительной чертой уральских комплексов.

Рассмотрение особенностей химического состава и геохимии редких элементов в породах массива Миндяк показало, что ни одна из них не может рассматриваться как субстрат для гранатовых пород ГУР. Нет оснований предполагать, что субстратом для них послужили и какие-либо низкобарические офиолитовые габбро, как это было предложено ранее [71, 72], поскольку состав пород отличается большей меланократовостью, чем обычные офиолитовые габбро. Это обстоятельство противоречит объяснению природы положительной европеевой аномалии в гранатовых пироксенитах. Нормативный состав гранатовых пород ГУР соответствуют меланократовым оливиновым габбро (пикритами или пикрито-базальтам) или высокобарическим расплавам (10–20 кбар) в системе *An-Di-Fe* [39, 70]. Главной особенностью уральских пород является высокое  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношение, превышающее 1, что налагает существенные ограничения для их выплавления из примитивной лерцолитовой мантии, имеющей  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  отношение, равное 0.8–0.9. Увеличение доли кальция относительно алюминия может быть связано с плавлением верлитового мантийного субстрата, точно так же, как это применяется для объяснения формирования первичных расплавов для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса Урала и аналогичных им [16, 44]. Изотопно-геохимические данные по гранатовым породам [72, наши данные], например, высокие значения  $\epsilon\text{Nd} = 6\text{--}7$  показывают, что субстратом для них послужили сильно деплетированные и, вероятно, вторично обогащенные составы. Это подтверждается характером распределения РЗЭ в амфибол-пироксен-ильменит-гранатовых базитах, сходных с базальтами E-MORB типа.

Условия образования наиболее высокомагнезиальных гранатовых пород ГУР, в целом, соответствуют пограничным *P-T* условиям перехода между породами гранатовой и шпинелевой фаций,  $P = 14\text{--}20$  кбар,  $T = 800\text{--}1200^\circ\text{C}$ . Впервые обнаруженные в ультраосновных породах Урала пиропы, в ассоциации с глиноземистой шпинелью, оливином, клино-, и ортопироксеном, подтверждают это заключение. Каких-либо признаков более высокого давления, как например, присутствие графитовых псевдоморфоз по алмазу в гранатовых клинопироксенитах

Бени-Бусера [35], в уральских породах не обнаружено.

Проведенные геохронологические исследования показывают, что события, сформировавшие изотопную систему высокобарических пород ГУР, имеют позднесилурийский-раннедевонский возраст. Этот возраст синхронен времени развития мафит-ультрамафитового магматизма в Сакмарской зоне Южного Урала и связан, как предполагается, с внедрением сублитосферного мантийного диапира в область разрыва слэба при коллизии, прекратившей свое существование, ордовикской Губерлинской островной дуги и края Восточно-Европейского континента [20, 28]. Возраст самих лерцолитов существенно более древний, докембрийский и, по-видимому, отражает состав мантии в тиманидах Урала [14]. Так, согласно данным В.С. Попова [13], возраст лерцолитов Миндякского массива около 700 млн. лет и такой же возраст имеют верлиты и клинопироксениты, что может свидетельствовать об одновозрастности всех ультраосновных пород массива. Согласно результатам исследований С. Тессалиной [77], возраст лерцолитов Миндякского массива докембрийский и составляет около 880 млн. лет и соответствует времени отделения перидотитов от конвектирующей мантии. Впоследствии, как предполагают эти авторы, массив располагался на краю палеоазиатского континента и был вовлечен в процессы островодужного магматизма, а на рубеже 470–440 млн. лет – в процессы рифтогенеза. Этот вывод частично согласуется с нашим заключением о проявлении мантийного апвеллинга в краю Восточно-Европейского континента в конце силура, с которым и связано, как мы считаем, формирование высокобарических пород ГУР.

Авторы благодарны Дж. Скэрроу за содействие в проведение Sm-Nd изотопных исследований и Й. Глодны, который провел эти исследования. Авторы благодарят также сотрудников ЦКП “Геоаналит” Института геологии и геохимии УрО РАН (руководитель член-корр. РАН С.Л. Вотяков) за выполненное изучение химического состава пород и минералов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 09-05-00911-а, Программ ОНЗ РАН № 2 (09-T-5-1011) и № 10 (09-T-5-1019).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Алексеев А.В., Бушарина С.В. Геохимическая, U-Pb и Hf изотопная систематика цирконов из габброидов Волковского массива на Среднем Урале // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 1. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2010. С. 47–48.
2. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные

- офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
3. *Васанов В.И., Соколов С.В.* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988. 149 с.
  4. *Галимов Э.М., Слодкевич В.В.* Зональность изотопного состава углерода графита в расслоенном магматическом плутоне // Геохимия. 1988. № 8. С. 1178–1186.
  5. *Денисова Е.А.* Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382–387.
  6. *Добрецов Н.Л., Ащепков Н.В., Карманов Н.С.* Особенности минералогии и генезиса пироповых перидотитов и эклогитов в породах кристаллических массивов Центральной и Юго-Западной Европы // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 50–70.
  7. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
  8. *Каминский Ф.В., Лаврова Л.Д., Шепелева К.А.* О гранатах в альпинотипных ультрабазитах Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1179–1181.
  9. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
  10. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В.* Цирконология лерцолит-гранатовый пироксенит-дунитового комплекса Узянский Крака (Ю. Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 58–61.
  11. *Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др.* Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 109–125.
  12. *Москалева С.В., Орлова М.Т.* О генезисе гранатовых пироксенитов массива Крака на Южном Урале // Геология и полезные ископаемые Урала. Вып. 28. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 143–147.
  13. *Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В.* Доордовикский Sm-Nd возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 100–103.
  14. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2010. 280 с.
  15. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Гранатовые пироксениты массива Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 27–29.
  16. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
  17. *Пушкарев Е.В.* Эксплозивные брекчии с включениями высокobarических пород основного и ультраосновного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 155–168.
  18. *Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я.* Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 82–86.
  19. *Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П.* Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 2. С. 224–228.
  20. *Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.
  21. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В.* Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 277–285.
  22. *Реввердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А.* Геохимические различия “мантийных” и “коровых” перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 99–119.
  23. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
  24. *Русин А.И., Русин И.А., Краснобаев А.А.* Мафит-ультрамафитовые комплексы Урала: геодинамические аспекты // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: мат-лы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 260–264.
  25. *Русин И.А.* Гранатсодержащие парагенезисы в гипербазитах массива Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2001. ИГГ УрО РАН, 2002. С. 134–138.
  26. *Рязанцев А.В., Белова А.А.* Девонские метаморфические породы в подошве офиолитовых массивов и в серпентинитовом меланже на Южном Урале: данные изотопно-геохронологических исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 62–63.
  27. *Рязанцев А.В., Белова А.А.* Ордовикские офиолитовые плагиограниты в структуре меланжа Сакмарской зоны Южного Урала // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 195–196.
  28. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
  29. *Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. и др.* Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2007. Т. 82, Вып. 1. С. 32–47.
  30. *Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.Н. и др.* Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, Вып. 1. С. 22–29.
  31. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.
  32. *Савельева Г.Н., Бонатти Э.* Ультраосновные породы современных океанических областей // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых об-

- ластей и связанные с ними месторождения. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 172–177.
33. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.
  34. Салихов Д.Н., Якунов Р.Р. Геологическое положение и состав базальтов Межкрайинской зоны (Северная часть Зилаирского синклиория) // Литосфера. 2005. № 2. С. 60–68.
  35. Слудкевич В.В. Параморфозы графита по алмазу // Записки ВМО. 1982. CXI, Вып. 1. С. 13–33.
  36. Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского ультрабазитового массива и связанное платиновое оруденение // Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. 18 с.
  37. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
  38. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.
  39. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
  40. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1997. № 3. С. 195–218.
  41. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
  42. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. U-Pb возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Докл. АН. 2000. Т. 371, № 1. С. 96–100.
  43. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 539–558.
  44. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
  45. Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25–37.
  46. Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса. Южный Урал // Докл. АН. 1997. Т. 352, № 6. С. 285–288.
  47. Якунов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиория. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 160 с.
  48. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. J. Petrol. 2001. V. 42, № 12. P. 2279–2302.
  49. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of the continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13, № 6. P. 407–412.
  50. Bodinier J.-L., Garrido C.J., Chanéfo I. et al. Origin of pyroxenite-peridotite veined mantle by refertilization reactions: Evidence from the Ronda peridotite (southern Spain) // J. Petrol. 2008. V. 49, № 5. P. 999–1025.
  51. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
  52. Brey G.P., Kohler T., Nickel K.G. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. I. Experimental results from 10 to 60 kb. J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1313–1352.
  53. Davies G.R., Nixon P.H., Pearson D.G., Obata M. Tectonic implications of graphitised diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain // Geology. 1993. V. 21. P. 471–474.
  54. Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49, № 11. P. 2469–2491.
  55. Garrido C.J., Bodinier J.-L. Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere // J. Petrol. 1999. V. 40, № 5. P. 729–754.
  56. Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // Episodes. 2007. V. 30, № 1. P. 43–53.
  57. Kornprobst J., Piboule M., Roden M., Tabit A. Corundum-bearing garnet clinopyroxenite at Beni Bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle // J. Petrol. 1990. V. 31, P. 3. P. 717–745.
  58. Lagabriele Y., Bodinier J.-L. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees // Terra Nova. 2008. V. 20. P. 11–21.
  59. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.f.S et al. Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and minerals names // Canad. Mineral. 1997. V. 35. P. 219–246.
  60. Liu Y., Gao S., Hu Z. et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths // J. Petrol. 2010. V. 51, № 1–2. P. 537–571.
  61. Medaris L. G. Jr. A geothermobarometric investigation of garnet peridotites in the western gneiss region of Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87, № 1. P. 72–86.
  62. Mercier J.-C. C. Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70, № 1/2. P. 1–38.
  63. Morishita T., Arai S. Petrogenesis of corundum-bearing mafic rock in the Horoman peridotite complex, Japan // J. Petrol. 2001. V. 42, № 7. P. 1279–1299.
  64. Morishita T., Arai S., Gervilla F. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // Lithos. 2001. V. 57. P. 143–161.
  65. Morishita T., Arai S., Green D.H. Possible non-melted remnants of subducted lithosphere: Experimental and geochemical evidence from corundum-bearing mafic rocks in the Horoman Peridotite Complex, Japan // J. Petrol. 2004. V. 45, № 2. P. 235–252.
  66. Nimis P., Grutter H. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. P. 411–427.
  67. Nimis P., Taylor W.R. Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration

- and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 541–554.
68. *Obata M.* The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // *J. Petrol.* 1980. V. 21, № 3. P. 533–572.
  69. *Pearson D.G., Davies G.R., Nixon P.H.* Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenite from the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco // *J. Petrol.* 1993. V. 34, P. 1. P. 125–172.
  70. *Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al.* Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 66, № 2. P. 203–220.
  71. *Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J. et al.* The Mindyak Paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Ural: geochemistry and geochronology // *Ophioliti.* 1999. V. 24, № 2. P. 241–248.
  72. *Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L. et al.* Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Ural // *Ophioliti.* 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.
  73. *Spadea P., Zanetti A., Vannucci R.* Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Paleozoic ophiolites of the Uralian Ocean // *Ophiolites in Earth History. Geol. Soc. London. Spec. publ.* 2003. V. 218. P. 567–596.
  74. *Suen C.J., Frey F.A.* Origins of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1987. V. 85, № 1-3. P. 183–202.
  75. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
  76. *Takazawa E., Frey F.A., Shimizu N. et al.* Polybaric petrogenesis of mafic layers in the Horoman Peridotite Complex, Japan // *J. Petrol.* 1999. V. 40, № 12. P. 1827–1851.
  77. *Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A. et al.* Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // *Chem. Geol.* 2007. V. 240. P. 61–84.
  78. *Van Der Wal D.* Deformation processes in mantle peridotites, with emphasis on the Ronda peridotite of SW Spain. Ph. D. Thesis Univ. Utrecht, 1993. 180 p.
  79. *Van Der Wal D., Vissers R.L.M.* Structural petrology of the Ronda peridotite, SW Spain: deformation history // *Petrol.* 1996. V. 37. P. 23–43.

Рецензент А.И. Русин

## Garnet ultramafites and mafites in the Main Uralian Fault zone in the Southern Ural: Petrology, age and the problem of formation

E. V. Pushkarev\*, A. V. Ryazancev\*\*, A. A. Tret'yakov\*\*, A. A. Belova\*\*, I. A. Gottman\*

\*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

\*\*Geological Institute of RAS

The main results of investigations of geological setting, petrology, geochemistry, mineralogy of high pressure garnet mafic and ultramafic rocks, widely exposed along the Main Uralian Fault zone (MUF) in Southern Ural and integrated in some lherzolite massifs are summarized in this paper. According to their petrochemical and mineralogical features, the studied rocks have been divided in three types: 1) pyrope and olivine-spinel-pyrope websterite, 2) garnet clinopyroxenites, 3) amphibole-pyroxene-ilmenite-garnet basites. The comparison of the Uralian rocks with layered garnet pyroxenites and basite including in peridotites of orogenic lherzolite complexes Ronda and Beni Bousera show both their similarities and differences. High CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio (more than 1.0) in the high pressure rocks of MUF indicates that lherzolite and ophiolite gabbro with CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.8–0.9 could not be the source or the protolith of HP Uralian rocks. It is supposed, that mantle source of them must be enriched in clinopyroxene and probably had a wehrlite composition. Different isotopical studies point to an Earlier Devonian age for HP rocks formation. This age is not coincide with the Pre-Cambrian age of the lherzolite massifs of the MUF. Therefore, we propose that the HP garnet rocks exposed in the MUF crystallized from picryte melts close to P-T boundary between garnet and spinel facies in the mantle. The genesis of these melts is related with evolution of upwelling mantle diapir in the accretion zone of the East-European platform and the Ordovician Guberlya island arc during Silurian-Devonian time.

**Key words:** *high pressure ultramafites, lherzolite complexes, Main Uralian Fault, genesis of garnet ultramafites, Sm-Nd and U-Pb isotopical age.*