

А. С. Варлаков

**АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ В РАЙОНЕ
К ЮГО-ЗАПАДУ ОТ Г. МИАССА (ВЕРХНЕ-
ИРЕМЕЛЬСКИЙ МАССИВ И УЗУНКЫРСКИЙ ПОЯС)**

A. S. Varlakov

**ALPINOTYPE HYPERBASITES
FROM THE SOUTH-WEST AREA OF THE MIASS
(VERHNE-IREMEL MASSIF AND UZUNKIR BELT)**

Verhne-Iremel and Nurali massifs is represented by α -, β -lizardited and chrysotiloided lerrzolute-harzburgite. Hyperbasite body of the Uzunkir belts is submitted apolerzolute-harzburgites β -lizardite and chrysotiloide serpentinites, at some localites of varying degree antigorytes.

Рассматриваемые здесь альпинотипные гипербазиты локализованы в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), а так же участвуют в строении Узункырского офиолитового пояса, расположенного непосредственно к востоку от зоны ГУР, слагаая западное крыло Магнитогорского мегасинклинория. Зона ГУР на Южном Урале представлена Вознесенско-Присакмарским синклинорием, который традиционно рассматривается в составе западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Однако эту структуру следует выделить как структурно-фациальную зону, соответствующую офиолитовой ассоциации, в составе зоны ГУР. Ультраосновные породы Миасского района в начале века описывались Б. П. Кротовым [7], исследования которого для своего времени представляли выдающийся труд.

Чтобы полнее охарактеризовать гипербазиты пришлось выйти за пределы южной границы отмеченного в заголовке региона, ограниченного территорией Челябинской области.

**Положение альпинотипных гипербазитов в зоне ГУР
и на западном склоне Южного Урала**

Зона ГУР — это шовная структура, прослеживающаяся от Карского до Аральского морей. Она отделяет палеозойскую эвгеосинклиналь восточного склона Урала от докембрийско-

палеозойских образований западного склона. Появившаяся в последние годы тенденция рассматривать ГУР как надвиг («Главный Уральский надвиг») не имеет фактического обоснования. Надвиг — «мертвая» структура, а в пределах зоны ГУР проявлен в широких масштабах весьма разнообразный магматизм и метаморфизм. Зона ГУР — это самостоятельная структурно-фациальная зона, а не просто система крупных разрывных нарушений глубинного заложения, сопровождавшаяся магматизмом. Согласно формационным типам ультраосновных ассоциаций зона ГУР по простиранию делится на три части:

1. Южный фланг, сложенный альпинотипными гипербазитами, начиная от Таловского массива (широта г. Карабаша), прослеживается с севера на юг по территории Челябинской области, Башкортостана, Оренбуржья и Казахстана до Даульского массива, расположенного в 230 км к югу от Кемпирсайского массива. Соответственно выделяется Таловско-Даульский пояс.

2. К северу от широты г. В. Уфалей в зоне ГУР на смену альпинотипным гипербазитовым массивам приходят массивы дунит-клинопироксенитовой формации (Платиноносный пояс), берущей начало от Коркодинского и Омутнинского массивов, прослеживаясь на север на расстоянии около 950 км вдоль Среднего и Северного Урала. В пределах этого пояса альпинотипные массивы отсутствуют. Только на Северном Урале в 10 км к западу от Платиноносного пояса, начиная от широты Кумбинского массива, располагаются согласные тела ордовикских антигоритизированных и лизардитизированных дунит-гарцбургитов Салатимского пояса, протягивающегося с перерывами почти на 350 км.

3. Полярно-Уральский фланг зоны ГУР сложен крупными альпинотипными гипербазитовыми массивами Войкаро-Хадатинского пояса.

Совместное проявление пород обеих формаций уверенно установлено только в Хабаровинском массиве. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (ДВКК), отчасти сходный по породным ассоциациям с массивами Платиноносного пояса и развитый в восточных частях Полярноуральских массивов, а так же в Таловском, Нуралинском, Миндякском, Ишкининском и Аккермановском массивах на Южном Урале, является продуктом метасоматических преобразований габброидных интрузий [5].

В зоне ГУР Южного Урала в условиях морского водоёма формировались глубоководные эффузивно-осадочные толщи в сопровождении с гарцбургитовым магматизмом. Эта структура под названием Вознесенско-Присакмарской офиолитовой зоны, как составная часть зоны ГУР, прослеживается от оз. Тургояк на

севере до Эбетинского антиклинория на юге, в ее пределах находятся гипербазитовые массивы Таловского-Даульского пояса. По видимому, она может прослеживаться южнее через юго-восточную часть Кемпирсайского массива. Вознесенско-Присакмарская зона по Восточно-Уральскому разлому на западе граничит с метаморфическими толщами Уралтау, суваняк-максютовский комплекс которого представляет собой метаморфизованные рифейские рифтогенные офиолиты [4]. Еще западнее, уже на западном склоне располагается Зилаирский мегасинклиниорий, к осевой части которого приурочена рифтоподобная эвгеосинклинальная офиолитовая зона, в центральной части перекрытая флишоидами зилаирской свиты. В строении этой зоны участвуют ордовик-силурийские офиолиты с Кракинскими массивами на севере структуры и Шайтантауским, Катралинским массивами и многочисленными расчлененными телами альпинотипных гипербазитов, находящихся в южной Сакмарской зоне. Г. С. Сенченко [11] выделяет эту структуру под названием Зилаиро-Сакмарской криптоэвгеосинклинальной зоны.

И. Ф. Тавриным [15, 16] на Южном Урале выделено два разновозрастных глубинных разлома — древний и молодой, контролирующих положение подводящих каналов гипербазитовых массивов. Молодой разлом, называемый автором Миасско-Присакмарским, фиксируется в зоне ГУР массивами Таловско-Даульского пояса. Древний разлом проходит по западному склону Урала, отражаясь цепочкой максимумов силы тяжести, начиная от массивов Крака и прослеживаясь на юг вдоль Зилаирского мегасинклиниория через Сакмарскую зону до Кемпирсайского массива под названием Сакмаро-Кокпектинского пояса [1]. На юге в районе Даульского и Кокпектинского массивов он примыкает к Таловско-Даульскому поясу. Вдоль южной части разлома прослеживается серия закрытых массивов (Аксуйский, Коскульский, Барбисайский). Хабарнинский и Кемпирсайский массивы большей своей частью располагаются к западу от Уралтауско-Эбетинского антиклинория и тем самым в пределах зоны ГУР оказываются лишь их восточная и юго-восточная части, а в основном фактически они принадлежат структуре Сакмарской зоны и, следовательно, их положение контролируется Сакмаро-Кокпектинским разломом. Конодонты ордовикского возраста найдены К.С. Ивановым [6] в офиолитах западных приконтактовых частей Хабарнинского и Кемпирсайского массивов. Ордовиком он датирует подавляющую часть базальтоидов Сакмарской зоны. Ранее нами был установлен среднеордовикский возраст Хабарнинского массива [3].

Некоторые геологи массивы Крака и Сакмарскую зону рассматривают как аллохтоны, перемещенные с восточного склона Урала на западный. Значительная тектоническая нарушенность Сакмарской зоны, налегание краевых частей массивов Крака на верхнедевонские граувакки зилаирской свиты могут быть объяснены процессами тангенциального сжатия по схеме орогена Л. Кобера, согласно которой боковые жесткие массы сдавливали геосинклинальные породы, которые, наползая на «тиски» окружающих массив пород, образуют ороген. Веерообразное строение выжатой массы, надвигание ее на окружающую раму с образованием шарьяжей, — вот те процессы, которые создают впечатление о формировании аллохтонов. Конечно, эти движения происходили в заключительный период геосинклинального орогенеза. Да и сам Сакмарский антиклинорий, расположенный на фоне Зилаирского мегасинклинория, возник при тех же тектонических процессах сжатия.

В строении Таловско-Даульского пояса зоны ГУР участвуют следующие массивы (с севера на юг): Таловский, Тургоякский, Сыростанский, Верхне-Иремельский, Нуралинский, Юшкадинский, Калканский, Миндякский, Абзаковский (Акташский), Присакмарский, Байгускарровский, Халиловско-Ишкининский, Восточно-Хабарнинский (и Аккермановский), Мамытский, юго-восточная часть Кемпирсайского, Михайловский и Даульский. Перечисленные массивы имеют лакколито-, лополито-, пластино- и линзообразную форму; часто их залегание соответствует пластам или интрузивным залежам [17]. В кровле Халиловского и Байгускарровского массивов сохранились от эрозии силурийские базальт-спилиты с прослоями углисто-глинистых сланцев. Лландоверийские толщи на Байгускарковском массиве прослеживаются на 4—5 км по простиранию, а их мощность превышает 700 м [9]. Эти породы, перекрывающие массивы, сторонники плитотектонических идей интерпретируют в качестве меланжевых образований. Массивы в основном сложены серпентинизированными гарцбургитами и серпентинитами по ним при подчиненной роли дунитов. В Катралинском, Абзаковском, Юшкадинском и особенно Миндякском, Кракинских и Нуралинском массивах заметным распространением пользуются лерцолиты, а в последних — их плагиоклазовые разновидности.

Датировка времени возникновения офиолитов и становления связанных с ними альпинотипных гипербазитов выполняется, исходя из предложенного нами «офиолитового критерия» [2]: офиолитовая ассоциация формируется на инициальной ступени каждого цикла развития эвгеосинклиналей. В палеозойской исто-

рии Уральской эвгеосинклинали выделяется три тектономагматических цикла: ордовикский, силуру-раннедевонский и среднедевонско-раннетурнейский [18, 19]. Следовательно, возраст гипербазитов соответствует ордовику, раннему силуру и среднему девону. Последний возрастной тип офиолитов несколько отклоняется по составу эффузивов в сторону преобладания базальт-андезитов и андезитовых порфиритов и туфов. Начало формирования Кракинско-Сакмарской зоны относится к ордовику, т. е. времени зарождения Уральской геосинклинали.

По-видимому, разновозрастны гипербазиты Вознесенско-Присакмарских офиолитов зоны ГУР. В офиолитовой поляковской свите, граничащей с Юшкадинским, Калканским и другими массивами зоны ГУР наряду с силурийскими граптолитами обнаружены конодонты ордовикского возраста [6]. Хабарнинский массив залегает в южной части на кидрясовской свите ордовика, а ордовикский возраст вмещающих пород его западной части установлен [3, 6]. Халиловский массив «представляет собой межформационную интрузию» [16, с. 308] и так же налегает на ордовикские отложения, но перекрывается раннесилурийскими толщами. То же относится и к Байгускаровскому массиву. Вероятнее становление этих массивов относить к силуру. Присакмарский и некоторые другие массивы местами перекрываются верхнедевонскими отложениями, а Нуралинский массив находится в соприкосновении с каменноугольными известняками. Это свидетельствует о тектонических движениях. Офиолитовый критерий, конечно, не работает, если гипербазиты залегают не в офиолитовой ассоциации. Как отмечает П. Ф. Сопко [13, с. 24] для рассматриваемого района, «пологие разрывные нарушения хотя и развиты относительно широко, обладают в большинстве случаев небольшими амплитудами перемещений». Сыростанский и Таловский массивы залегают по границе рифейской куштумгинской и среднедевонской толщ, так что их вероятнее относить к среднедевонскому возрасту. По-видимому, массивы южного фланга Вознесенско-Присакмарской зоны имеют силурийский возраст, а северные — среднедевонский. Характерно, что гипербазитовые массивы, развитые по восточному борту Магнитогорского мегасинклинория, датируются средним девонem [13].

Верхне-Ирмельский и Нуралинский массивы

Верхне-Ирмельский массив находится в 30 км к юго-западу от г. Миасса на границе Челябинской области с Башкортостаном. Он является северным продолжением Нуралинского мас-

сива и их разделение носит чисто условный характер. Поэтому ниже приводятся также сведения, касающиеся Нуралинского массива, лучше обнаженного и менее эродированного. Верхне-Иремельский массив имеет мощность около 3.0 км, прослеживается на север через бывший Козьмо-Демьяновский тальковый рудник, пос. Верхний Иремель, Архангельское и далее скрывается под широкой долиной р. Атлян. С запада массив граничит по разлому с кварцитами и кристаллическими сланцами рифейской куштумгинской толщи Урал-Тау. Контакт простирается субмеридионально, имеет крутое восточное падение. В приконтактовой полосе мощностью 150—250 м развиты рассланцованные антигоритовые серпентиниты. В них встречаются хлорит-антигоритовые сланцы, затертые прослои плагиосланцев, тремолитовые породы и хлорит-цоизит-диопсидовые родингиты. К востоку вкрест простирания на 400—500 м прослеживаются менее деформированные антигоритовые серпентиниты, к которым приурочены Козьмо-Демьяновские месторождения тальковых руд. Близ бывшего села Козьмо-Демьяновское находится Юбилейная залежь, сложенная талькитами. Это месторождение отработано карьером. Линзовидное тело тальковых руд имело длину 400 м и мощность 30—40 м. Антигоритовые серпентиниты здесь рассечены дайкой гранит-порфиров, с которыми связано образование талькитов. В рудах кроме преобладающего талька присутствует примесь хлорита (5—10 %), зерен брейнерита и тремолита. Призматически-волокнистые агрегаты тремолита, близкие к нефритам, слагают мелкие тела мощностью до 1—2 м.

В западной приконтактовой зоне массива севернее пос. Верхний Иремель встречаются среднезернистые листовиты с жилами кварца, местами вскрытые канавами. Мощность листовитовых тел 30—50 м, они прослеживаются на расстояние 100—120 м под азимутом 340°. Листовиты в этой зоне обнаружены на западном склоне к р. Уй южного отрога Нуралинского хребта, где их мощность достигает 40—50 м.

Состав пород рассматриваемого массива лучше всего проследить широтно вкрест простирания вдоль хребтика параллельно дороге на восток от Козьмо-Демьяновского рудника. В 130 м к востоку от рудника в антигоритовых серпентинитах появляются реликты исходных пород — пятна линзовидно-петельчатого хризотилоидного серпентинита с ячейками и шнурами β-лизардита. Еще далее на 400 м прослеживаются антигоритизация и антигоритовые серпентиниты. Но в 500 м исчезают антигоритовые серпентиниты, сменяющиеся массивными β-лизардит-хризотилоидными серпентинитами, возникшими по гарцбургитам и лерцо-

литам, которые быстро переходят в разной степени хризотилоидизированные лерцолиты с редкими шнурами β -лизардита. В 0.7—1.0 км к востоку от рудника на вершине широтного гребня встречаются участки слабо серпентинизированных лерцолитов (15—30 %), где ксеноморфные зерна энстатита размером 2—5 мм, замещаются призматически-чешуйчатыми агрегатами гидродиопсида. В этих породах иногда обнаруживаются плагиоклаз, образующий оторочки вокруг зерен хромшпинелидов, а так же самостоятельные ксеноморфные зерна. Они замещаются томсопитом, хлоритом и гранатом. Вокруг ксеноморфных буроватых зерен хромшпинелидов постоянно наблюдается метасоматическая оторочка, состоящая из мелкочешуйчатого агрегата хлорита. Из серпентинов преобладают сетчатые шнуры хризотилоида, а β -лизардит слагает шовные или редко самостоятельные шнуры. Породы имеют сравнительно свежий массивный облик и отличаются высокой прочностью. Среди них встречаются хризотилоидные и β -лизардит-хризотилоидные серпентиниты, которыми сложена восточная окраина массива. Дуниты встречаются среди лерцолит-гарцбургитов в виде жил мощностью до 3—5 м.

Нуралинский массив (Южное продолжение Верхне-Иремельского) занимает одноименный хребет, сложенный ультраосновными породами. Водораздельную часть хребта занимают преимущественно лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты, среди которых встречаются гарцбургиты и мелкие тела дунитов. В восточной окраине массива находится полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, сменяющийся далее к востоку разрозненными телами габбро-амфиболитов и осадочно-эффузивными толщами девонского и нижнекаменноугольного возраста. Здесь наблюдается переход к Узункырскому офиолитовому поясу с апогарцбургитовыми β -лизардитовыми и β -лизардит-хризотилоидными серпентинитами.

Структура лерцолит-гацбургитов массива среднезернистая, размер зерен первичных породообразующих минералов 2—5 мм. Оливин образует изометричные зерна, пересекаемые сетью шнуров серпентина. Диопсид обнаруживается макроскопически по зеленоватой окраске зерен неровных очертаний. Содержание его в лерцолитах достигает 10—15 %. В гарцбургитовых разностях присутствуют редкие зерна диопсида, а количество ксеноморфного энстатита обычно не превышает 15—20 %.

Замечательной особенностью пород Нуралинского массива является существенная роль в его строении плагиоклазовых лерцолитов, слагающих его верхние горизонты. Плагиоклаз (40—

80 % An) занимает 5—10 % площади шлифа. Его зерна обычно образуют оторочку вокруг хромшпинелидов, повторяя их резко ксеноморфные очертания, но наряду с этим плагиоклаз встречается в виде самостоятельных ксеноморфных зерен размером 0.2—0.5 мм с нечетким полисинтетическим двойникованием. Чаще он замещается сосюритовым агрегатом или томсонитом. Хромшпинелиды только в дунитовых телах образуют выделения с идиоморфными очертаниями, просвечивая густобурым цветом. Размер зерен в них чаще не превышает 1 мм. В лерцолитах и гарцбургитах хромшпинели крупнее (1—2.5 мм) и они всегда наблюдаются в виде неправильных ксеноморфных зерен. Цвет их находится в соответствии с глиноземистостью пород. В гарцбургитах они светло-бурые, а в плагиоклазовых лерцолитах имеют желтую и буровато-желтую окраску. Развитие магнетитовых прожилков и кайм в хромшпинелидах наблюдается только в условиях интенсивной хризотилоидизации и β -лизардитизации первичных силикатов. Нередко ксеноморфные хромшпинелиды замещаются чешуйками бледнозеленого хлорита, образующего вокруг них каймы. Для хлорита характерны низкое двупреломление ($n_g - n_p = 0.004$) и отрицательное удлинение.

Характерно, что плагиоклаз, окружающий ксеноморфные хромшпинелиды, образует субпараллельно вытянутые веретенообразные выделения, в результате чего возникает линейно-ориентированная текстура, имеющая пологое залегание с погружением на юго-восток. Предпочтительное нахождение лерцолитов и их плагиоклазовых разностей в верхних горизонтах массивов лучше объясняется проявлением магматической дифференциации. В соответствии с этим находится редкое эффектное явление — линейная ориентировка позднемагматических плагиоклаз-хромшпинелидовых выделений, фиксирующая направление течения частично закристаллизованного расплава. Правдоподобных альтернатив этим явлениям трудно придумать, слишком наглядно они выражены. Попытка объяснения Г. Б. Рудником [10] отмеченных фактов, как результата метасоматических процессов, не содержит убедительной аргументации.

Серпентинизация пород отличается заметным разнообразием. Как отмечалось, антигоритизация наибольшим распространением пользуется в приконтактной зоне массива с метаморфитами зоны Урал-Тау. Здесь образуются антигоритовые, хлорит-, тальк- и карбонат-антигоритовые сланцы крупнопластинчатой структуры. Антигоритизация проявляется в деформированных зонах и вне контактовых частей массива. Массовая серпентинизация носит мелкопетельчатый, т.е. фреатический характер. При

этом можно наблюдать петельчатое развитие α -лизардита, β -лизардита, хризотилоида и офита. Эти серпентины образуются как совместно, так и раздельно. Серпентинизация начинается с β -лизардитизации или α -лизардитизации, расчленяя зерна силикатов по сети трещин на мелкие блоки. Наблюдается картина развития серпентинов по шнурам в оливине и пироксенам. Различие между α - и β -лизардитами четко провести нельзя. Только лишь появление в шнурах магнетита свидетельствует об образовании β -лизардита. В других случаях во внешних контурах шнуров β -лизардита располагается хризотилоид, т. е. выявляется зональное строение шнуров. При этом внешние части хризотилоидных шнуров на границе с оливином имеют прямолинейные или реже зубчатые очертания. В тех же шнурах внешние каймы при замещении мелких блоков оливина образуют ячейки секториального строения. Ширина шнуров 0.002—0.05 мм. Иногда они прослеживаются в виде протяженных лент, в которых β -лизардит чередуется с хризотилоидом. Неравномерно развиваются шнуры магнетита, чаще в связи с хризотилоидом. Наряду с этим магнетит образует самостоятельные рассеянные изометричные зерна. В шлифах также можно наблюдать прожилковые неоднородные выделения низкодвуупреломляющего офита. Непосредственное развитие по силикатам свойственно как лизардитам, так и хризотилоиду. Причем иногда наблюдаются только шнуры хризотилоида (рис. 1), однако, β -лизардитизация пользуется большими масштабами, и процесс начинается несомненно с формирования β -лизардита. Повышение щелочности гидротермальных растворов ведет к смене β -лизардитизации хризотилоидизацией.

Интенсивная серпентинизация приводит к превращению пород в β -лизардитовые и хризотилоидные серпентиниты. В разностях смешанного состава наблюдаются петельчато - сектори-

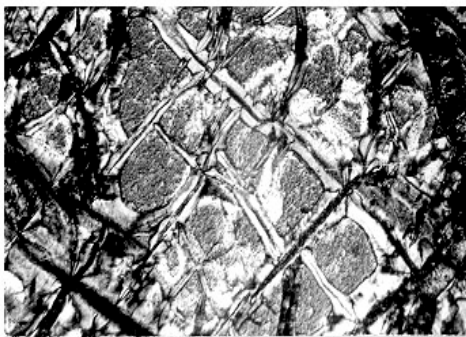


Рис. 1. Петельчатое развитие хризотилоида по оливину в перцолите.

Нуралинский массив, обр. 108, увел. 80, с анализатором

альные структуры, где β -лизардитовые секториальные ячейки находятся в окружении шнуров хризотилоида или наоборот, что отражает изменения кислотности-щелочности растворов в течение серпентинизации. Хризотилоидные серпентиниты в типичном случае имеют линзовидно-секториальную структуру, специфика которой позволяет отличать эти породы от хризотиловых разновидностей (рис. 2). В собственно Нуралинском массиве ранняя серпентинизация лерцолитов и гарцбургитов выражается преимущественно в мелкопетельчатой α -, β -лизардитизации. β -Лизардитизация легко устанавливается по выделениям вдоль шнуров β -лизардита магнетита. Однако в южной части Нуралинского массива подобно Верхне-Иремельскому массиву широко развиты хризотилоидизированные гарцбургиты и лерцолиты мелкопетельчатой структуры (см. рис. 1).

В восточной окраине массива к востоку от подножия Нуралинского хребта проявлен полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс мощностью около 100 м. В нем наблюдается выдержанное параллельное чередование полос сантиметровой и реже метровой мощностью дунитов, верлитов и клинопироксенитов, падающих на восток под углом 45—70°. Во встречающихся здесь мелких вкрапленных хромитовых телах обнаружено платиноидное оруденение. Поднятый ажиотаж вокруг этих находок вряд ли заслуживает внимания из-за ничтожных масштабов платиноидной минерализации [12].

В табл. 1 приведены результаты химических анализов в основном пород Нуралинского массива, из которых следует, что они находятся в соответствии с их составом и принадлежностью к альпинотипным разностям. Один анализ (обр. 10) выделяется повышенной железистостью, что обусловлено частной аномалией. Известь в ходе серпентинизации выносятся.

К северу от Верхне-Иремельского массива с некоторым перерывом залегает Сыростанский массив, занимающий площадь около 40 км². По данным Миасского ГПП массив представляет



Рис. 2. Хризотилоидный апогарцбургитовый серпентинит линзовидно-секториальной структуры.

Верхне-Иремельский массив, обр. 19г, увел.100, с анализатором

собой сдвоенные пластины с восточным падением, сложенные преимущественно апогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами, к которым приурочено Сыростанское месторождение тальковского камня. В северной части массива обнаружены блоки лизардитизированных дунитов размером до 300—600 м. На западе массив подстилается метаморфитами куштумгинской толщи, а с востока перекрывается девонскими вулканитами.

На северном продолжении массива в районе оз. Кысыкуль располагается тело уралитизированных габброидов в окружении гипербазитов метасоматической дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации с краевыми апогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами. В зоне контакта габброидов развиты антигоритизированные верлиты с реликтовым апооливиновым секториальным β -лизардитом. Встречаются так же тела антигоритизи-

Таблица 1

Химический состав серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов и дунитов Нуралинского и серпентинита Верхне-Иремельского массивов

Комп.	10	11	15	20	108	21	19Г
SiO ₂	42.10	38.78	41.45	40.87	38.86	34.10	38.18
TiO ₂	0.04	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	3.33	0.86	2.20	1.03	1.50	0.46	1.29
Cr ₂ O ₃	0.29	-	-	-	-	-	0.41
Fe ₂ O ₃	4.17	2.78	2.02	2.16	2.96	4.60	8.63
FeO	5.33	4.11	5.78	4.67	4.11	2.35	0.83
MnO	0.11	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.05
MgO	37.37	43.29	39.62	42.58	38.70	41.75	37.49
CaO	1.93	0.74	2.13	0.67	1.37	0.15	не обн.
NiO	0.19	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0.60	0.82	0.48	0.80	0.78	0.93	0.38
n.p.n.	5.32	9.06	5.66	7.90	11.60	13.70	12.92
Сумма	100.18	100.52	99.53	100.77	99.97	100.03	99.77
CO ₂	не обн.	0.22	-	0.71	-	-	-
f	0.128	0.080	0.098	0.104	0.088	0.092	0.113
fm	1.52	1.81	1.58	1.68	1.63	2.01	1.65
h	38	39	24	23	39	55	91

Примечания: 10, 11 — α -лизардитизированные плагиоклазовый лерцолит (10) и гарцбургит (11); 15, 20 — β -лизардитизированные плагиоклазовый лерцолит (15) и гарцбургит (20); 108 — хризотилоидизированный лерцолит с примесью брусита; 21 — α -лизардитизированный дунит; 19Г — аполерцолитовый хризотилоидный серпентинит, Верхне-Иремельский массив.

рованных аподунитовых серпентинитов. Находящийся на северном фланге рассматриваемого пояса Таловский массив имеет на юге перешеек в виде Тургоякского массива, соединяющегося с Кысыкульским телом. Этот массив сложен преимущественно аподунитовыми и апогарцбургитовыми крупнопетельчатыми β -лизардитовыми серпентинитами, в разной степени подвергшиеся антигоритизации, а так же оталькованию и карбонатизации. В пределах массива встречаются многочисленные мелкие тела хромитов.

Таловский массив характеризуется сложным строением, обусловленным широкомасштабным проявлением метаморфических преобразований, выразившихся прежде всего в развитии дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса, окружающего габброидную интрузию, расположенную в осевой части массива. Этот массив требует специального описания.

Узункырский пояс

Гипербазитовые тела этого пояса слагают Ирендынскую и Узункырскую зоны западного борта Магнитогорского мегасинклинория, находясь в чередовании с эффузивно-осадочными породами офиолитовой ассоциации в основном среднедевонского возраста [8, 9, 13]. По офиолитовому критерию среднедевонским же возрастом следует датировать время становления гипербазитов Узункырского пояса. Офиолиты перекрыты терригенными отложениями и флишоидами зилаирской свиты и каменноугольными осадками. В эффузивной части Узункырских офиолитов заметным развитием пользуются базальт-андезитовые разности и их туфы. Толщи, вмещающие тела гипербазитов, превращенных в серпентиниты, испытали тектонические деформации и перемещения, вследствие чего усложнились их взаимоотношения. Границы между ними утрачивают согласный характер, приобретая извилистые очертания. Пласты, сложенные более прочными породами, залегающие в серпентинитах, подвергались будинажу, что привело к образованию изолированных блоков эффузивных и осадочных пород среди серпентинитов. Это создает впечатление о развитии в поясе меланжевых образований и чешуйчатых структур [14]. Горизонтальные смещения толщ несомненно имели место, но они носили локальный характер и следует согласиться с Г. С. Сенченко [11, с. 126], утверждающим, что «в настоящая время нет оснований для утверждений о главенствующей роли покровов и шарьяжей в общей структуре Южного Урала».

Важно подчеркнуть, что изолированные блоки пород одного состава, находящиеся в серпентинитах, залегают на одной

линии, а не беспорядочно. Следовательно, надо признать, что здесь имеем дело не с меланжем, а будинажем. Блоки пород представляли собой пласты компетентных пород, залегающих согласно в виде пластов среди некомпетентных серпентинитов, подвергшихся разрыву в ходе процессов будинажа в условиях тектонического сжатия.

В Узункырском поясе развиты дайки и небольшие интрузии диоритов, сиенит-диоритов и габброидов. С Круглогорским габброидным массивом, расположенном в 8 км к юго-западу от г. Миасса, связано известное магнетитовое месторождение скарпового типа.

Со значительной долей условности в Узункырском поясе можно выделить субпараллельно вытянутые западное и восточное гипербазитовые тела, весьма невыдержанной мощности, достигающей 4 км. Западное тело в районе оз. Шерамбай вплотную подходит к полосчатому дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу Нуралинского массива и к северу в районе пос. Ленинского, расчлняясь выклинивается. К юго-западу от дер. Вознесенка это тело прослеживается через оз. Калкан, южнее которого сменяется мелкими телами и исчезает. Восточное тело отличается большими размерами как по мощности, так и простираению. На севере у ст. Миасс-II оно упирается в разлом, отделяющий Ильменогорский метаморфический комплекс от Магнитогорского мегасинклинория. Вероятно, гипербазиты Узункырского пояса прослеживаются на север в пределах узкой полосы мегасинклинория, где в районе г. Карабаша располагается вытянутое тело Золотая гора. На юге восточное тело Узункырского пояса выклинивается на широте Миндяка. Южнее у дер. Еникеево в 35 км к северо-западу от г. Магнитогорска вскрывается самостоятельное, но связанное с поясом узкое тело аполерцолитовых β -лизардит-хризотилоидных серпентинитов с реликтами оливина и пироксенов.

По поводу пространственно-возрастного положения Узункырского пояса независимо от генетических представлений возникают такие вопросы: 1) как появился в земной коре Узункырский пояс гипербазитов, не связанный с глубинным разломом, 2) почему развитие гипербазитов Узункырского пояса ограничено северной частью западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. В связи с этим следует высказать такие соображения. Узункырский пояс изначально представлял собой чередование согласных тел серпентинитов с эффузивно-осадочными породами офиолитов. Для него не выявляется прямой связи с глубинным разломом. Однако приближение Узункырского пояса почти вплот-

ную к зоне ГУР в районе Нуралинского массива наводит на мысль, что массивы зоны ГУР и являются подводящими каналами, давшими начало Узункырскому поясу. Последующие субвертикальные перемещения массивов в зоне ГУР, складчатость и надвиги, проявившиеся в Узункырском офиолитовом поясе, усложнили взаимоотношения гипербазитовых массивов и тел.

По простиранию Вознесенско-Присакмарской зоны выявляется морфологическая и возрастная зональность гипербазитовых массивов. Халиловский и Байгускаровский массивы южного фланга зоны содержат породы кровли силурийского возраста и форма их близка лополитам или межформационным интрузиям [17]. Эти массивы наименее эродированы, фреатическая серпентинизация в Халиловском массиве носит низкотемпературный характер, выражаясь в α -лизардитизации. В северной части зоны, массивы испытали субвертикальное тектоническое перемещение, т.е. в них вскрываются более глубинные части, вследствие чего наряду с α -лизардитизацией значительное распространение получили β -лизардитизация и хризотилоидизация. В соответствие с этим пространственно Узункырский пояс ограничен северной частью зоны [8, 13, 20].

В Узункырском поясе гипербазиты представлены в основном апогарцбургитовыми, аполерцолитовыми и редко аподунитовыми серпентинитами. В их составе преобладают β -лизардитовые, хризотилоидные и β -лизардит-хризотилоидные серпентиниты мелкопетельчатой, зонально-секториальной и ленточной структуры. Антигоритовые серпентиниты редки, они встречаются в контактовых зонах интрузий и даек, а так же в зонах тектонических деформаций. Обычно в виде реликтов в них сохраняются ячейки и ленты β -лизардита. Крупнопетельчатые разновидности β -лизардитовых серпентинитов встречаются сравнительно редко. Дайки габброидов и диоритов, наблюдаемые среди серпентинитов, подвергаются родингитизации. Родингиты сложены диопсидом, хлоритом, везувианом и гранатом. Вокруг них наблюдается реакционная хлоритовая кайма мощностью 5—10 см. Изредка встречаются мелкие тела хромитов с хлоритовым и лизардитовым цементом. Обычно они связаны с аподунитовыми разностями серпентинитов.

β -Лизардитовые серпентиниты. Для этих пород характерна мелкопетельчатая зональная структура, что выражается в петельчатом развитии шнуров β -лизардита, а центр ячеек имеет нечетко выраженное секториальное строение. При этом шнуры имеют более высокое двупреломление ($n_g - n_p = 0.008—0.009$) и прелом-

ление по сравнению с центром ячеек. В отличие от крупнопетельчатой структуры ячейки представляют собой единое целое, т. е. в них нет шнуров, и они сложены радиально расположенными тонкошестоватыми индивидами β -лизардита с отрицательным удлинением. Образование β -лизардита сопровождается возникновением зерен магнетита размером 0.005—0.05 мм, выделяющимися по границам ячеек, реже в центре их, или же образуя беспорядочные скопления.

Ксеноморфные зерна хромшпинелидов в апогарцбургитовых серпентинитах просвечивают в центральных частях буроватых цветом, а по периферии и прожилкам замещаются магнетитом. В аподунитовых разностях хромшпинелиды имеют идиоморфные очертания, меньший размер (менее 1.0 мм) и в шлифах непрозрачны.

Бастит обычно характеризуется ксеноморфным обликом и неоднородным двупреломлением, его размер 2—5 мм. В породах можно встретить чешуйки талька, антигорита и зерна карбоната.

Мелкопетельчатая зональная структура фиксирует результат фреатического процесса ранней серпентинизации. В отличие от фреатической α -лизардитизации, где центр ячеек занимает низкодвупреломляющий серпофит, без ясных морфологических признаков строения, при фреатической β -лизардитизации центр ячеек имеет секториальное строение, что однако, не всегда четко выражено. Признаком различия является развитие магнетита (2—5 %), определяющего принадлежность серпентинизации к β -лизардитизации. По-видимому, часто оба процесса проявляются последовательно совместно.

В районе Круглогорского магнетитового месторождения, судя по данным изучения керна буровых скважин, распространены серпентиниты с несколько необычной мелкопетельчатой структурой, отличающейся отсутствием выраженной изометричной, округлой морфологией петель. Петли здесь представлены мелкими выделениями β -лизардита округлопрямоугольной формы или же их можно определить как прерывистые расчлененные ленты. Их размер 0.05—0.1 мм. Такого же типа структуры обнаружены в серпентинитах из района оз. Карагайкуль (дер. Вознесенка). Здесь так же встречены мелкопетельчатые серпентиниты с магнетитом, но содержащие реликтовые пятна α -лизардит-серпофита. Отмеченные структуры серпентинитов трудно представить как продукт непосредственной серпентинизации исходных гарцбургитов, вследствие отсутствия псевдоморфных признаков. Следует признать, что этот тип серпентинитов, несмотря

на их мелкопетельчатую структуру, возник в условиях аллометаморфизма. В серпентинитах из окрестностей г. Круглой часто встречаются чешуйки талька, хлорита, карбонат и игольчатые зерна тремолита, в том числе баститовые псевдоморфозы по ним. Эти минералы слагают так же самостоятельные породы. В скважине 317 на глубине 293 м в аподунитовом β -лизардитовом серпентините мелкопетельчатой линзовидно-секториальной структуры обнаружены округлые радиально-лучистые выделения ашарита размером до 2—3 мм. Это свидетельствует об участии бора в серпентинизации.

Хризотилоидные серпентиниты образуются на месте гарцбургит-лерцолитов при среднетемпературной фреатической β -лизардитизации, т. е. судя по породам смешанного состава они не являющиеся результатом самостоятельного процесса. В ходе β -лизардитизации при изменении физико-химических параметров процесса в сторону повышения щелочности растворов кристаллизуется хризотилоид. Эти породы находятся в чередовании с β -лизардитовыми серпентинитами и промежуточными разностями. Полосы, сложенные этими породами достигают мощности 20—30 м и более. Хризотилоидные серпентиниты имеют мелкопетельчатую секториально-линзовидную структуру (рис. 2), размер петель 0.2—0.3 мм. Четкое секториальное зональное строение хризотилоидных ячеек петель наблюдается только в породах смешанного состава. Вдоль пересекающихся по редкой сетке низкодвупреломляющих офитовых шнуров концентрируются зерна магнетита размером 0.01—0.05 мм. Ширина изометричных петель, окруженных шнуровидными выделениями магнетита, до 3.0 мм. Ксеноморфные хромшпинелиды интенсивно замещаются магнетитом, иногда по их периферии наблюдается тонкочешуйчатая пенниновая кайма. Хризотилоид имеет $n_p = 1.548$ и $n_g = 1.556$. Бастит характеризуется очень неоднородным строением. В отдельных случаях устанавливается развитие мелкозернистого карбоната.

Большим развитием пользуются породы смешанного состава — β -лизардит-хризотилоидные серпентиниты. Они по степени распространенности немногим уступают β -лизардитовым разностям. Чисто хризотилоидные серпентиниты встречаются реже, но обнаруживаются в разных частях гипербазитовых тел Узункырского пояса. Наиболее характерны участки на рассматриваемой или близраположенной территории — в районе к северу от оз. Шерамбай, к западу от пос. Смородинка и к югу от пос. Дrajный. В районе оз. Шерамбай трудно провести границу между краевыми серпентинитами Нуралинско-Верхне-Иремель-

ского массива с западным телом серпентинитов Узункырского пояса. Для β -лизардит-хризотилоидных серпентинитов характерна мелкопетельчатая зонально-секториальная структура. Одни и те же структурные элементы пород могут быть сложены как β -лизардитом, так и хризотилоидом. Чаще наблюдается сеть протяженных шнуров или прожилков β -лизардита, между которыми располагаются ячейки хризотилоида. Причем по границам ячеек могут располагаться зональные шнуры хризотилоида и β -лизардита. Секториальные ячейки также часто выполняются β -лизардитом.

Антигоритизация наблюдается в породах спорадически, выражаясь в развитии пластинок и иголок антигорита размером 0.1—0.5 мм. Размер индивидов антигорита сильно колеблется даже в пределах одного шлифа. Среди антигорита сохраняются реликты β -лизардита или хризотилоида.

В табл. 2 приведены химические анализы серпентинитов и серпентиновых фракций из них. По петрохимическим

Таблица 2

Химический состав апогарцбургитовых и апопикритового серпентинитов (1) и серпентинов (2) из Узункырского гипербазитового пояса, мас. %

Комп.	119-1		125-1		668		Нр2		658	678Б	663Б
	1	2	1	1	2	1	2	1	1	1	
SiO ₂	33.82	40.23	39.06	38.68	41.51	38.01	41.82	39.19	40.76	38.09	
Al ₂ O ₃	0.67	1.16	0.63	1.80	0.94	1.18	1.04	1.06	1.20	3.45	
Fe ₂ O ₃	7.56	2.97	6.54	5.77	1.64	6.21	1.69	5.36	4.22	6.34	
FeO	1.46	0.63	1.87	2.49	1.00	1.50	0.28	2.60	2.56	2.84	
MnO	0.07	0.03	0.10	0.08	0.08	0.09	0.06	0.09	0.09	0.10	
MgO	38.05	39.41	38.03	38.18	40.67	39.04	40.55	37.59	37.96	34.15	
CaO	0.12	0.25	0.68	не обн	0.15	сл.	сл.	0.51	0.03	1.54	
H ₂ O	0.78	0.90	0.70	0.30	0.45	0.94	0.30	0.86	0.46	1.00	
n.n.n.	12.82	14.90	12.78	12.96	13.80	12.85	14.00	12.88	12.98	12.90	
Сумма	100.35	100.53	100.39	100.26	100.16	100.23	99.74	100.14	100.26	100.41	
CO ₂	0.26	-	0.35	-	-	0.41	-	-	-	-	
f	0.108	0.045	0.103	0.102	0.033	0.093	0.025	0.100	0.085	0.121	
fm	1.64	1.52	1.61	1.64	1.51	1.69	1.48	1.59	1.52	1.52	
n	82	83	76	67	59	79	85	65	59	67	

Примечания: 119-1, 125-1 — β -лизардитовые серпентиниты мелкопетельчатой структуры, оз. Ургун; 668, Нр2, 658 — хризотилоидные серпентиниты (668 — с примесью β -лизардита, В-Иремельское водохранилище, Нр2 — оз. Шерамбай (в Нр2 (2): 0.16 Cr₂O₃, 0.25 NiO, 13.80 H₂O⁺); 658 — д. Смородинка; 678Б — антигоритовый серпентинит, В-Иремельское водохранилище; 663Б — хлорит-хризотил-антигорит- β -лизардитовый серпентинит по пикрит-порфириру, дер. Смородинка.

стям породы не имеют принципиальных различий. Их железистость колеблется в обычных пределах ($f = 0.085—0.103$). Антигоритовым разностям соответствует пониженная степень окисления ($h = 59$). Для мономинеральной фракции хризотилоида характерна более низкая железистость ($f = 0.025$ и 0.033) по сравнению с β -лизардитом ($f = 0.045$). Соотношение оснований и кремнезема близко стехиометрии.

Апопикрит-порфириновые серпентиниты. Эта порода обнаружена около свинофермы к юго-западу от дер. Смородинка. Обнажение представляет собой полускальный выход размером 2×3 м (обн. 663). К востоку от него вскрываются актинолитовые породы, здесь же находятся β -лизардитовые аногарцбургитовые серпентиниты. Западнее в 10 м наблюдаются выходы мелкозернистых кварц-хлорит-актинолит-альбитовых сланцев.

В пикрит-порфиритах почти не сохранились первичные силикатные минералы. Бросается в глаза присутствие псевдоморфных порфириновых выделений размером 2—3 мм вытянуто-округлых очертаний, имеющих зональное строение (рис. 3, 4). Вкрапленники занимают около 40 % объема породы. В одних случаях их центральная часть сложена почти изотропным бледнозеленым серпентином. Внешняя кайма шириной 0.05—0.1 мм имеет двупреломление $n_g - n_p = 0.006$ и отрицательное удлинение нечеткой шестоватости, в целом вкрапленник гаснет одновременно. В других шлифах псевдоморфозы по вкрапленникам имеют центр секториально-шестоватого строения и положитель-



Рис. 3. Выветрелая поверхность обнажения метапикрит-порфиритов.

Видны округлые псевдоморфозы по вкрапленникам оливина. Дер. Смородинка, обр. 663. В верхней части рисунка — пятикопеечная монета



Рис. 4. Псевдоморфозы по вкрапленнику оливина (центр — секториальный β -лизардит, периферия — антигорит и хлорит).

Обр. 663Б, увел. 30, с анализатором

ное или отрицательное удлинение шестоватости, т. е. он сложен или хризотилом, или β -лизардитом. Вокруг вкрапленников наблюдается кайма из параллельно-шестоватых пластинок антигорита, ориентированных субперпендикулярно границам своей вытянутостью (рис. 4). В некоторых апооливиновых вкрапленниках наблюдаются скопления мелких зерен магнетита и включения идиоморфных зерен непрозрачного хромшпинелида размером 0.1—0.2 мм. Отдельные зерна вкрапленников напоминают выделения типа бастита, возникшие, по-видимому, по пироксену. Наряду с этим встречаются сохранившиеся таблитчатые вкрапленники клинопироксена размером 3—5 мм, замещаемые антигоритом. В основной ткани наблюдаются мелкопризматические выделения вторичного диопсида и скопления радиально-лучистого бледнозеленого хлорита (N_g — бледнозеленый, N_p — блекложелтый, $N_g-N_p = 0.007$, удлинение (+)) в окружении мелкочешуйчатого антигорита. Наряду с этим можно видеть веерообразные пластинки зеленоватого хлорита с отрицательным удлинением или с меняющимся знаком удлинения. По-видимому, хлорит образует псевдоморфозы по железисто-магнезиальной слюде. Химический анализ описанной породы (табл. 2, обр. 663Б) подтверждает ее хлорит-серпентиновый состав. Повышенные содержания глинозема, извести и железистость ($f = 0.121$) соответствуют первично пикритовому составу породы.

Тело серпентинитов Узункырского пояса, вскрываемое выемкой автодороги Челябинск–Уфа

Это обнажение, находящееся в 4 км к западу от въезда с шоссе в г. Миасс, удобно для наблюдения, благодаря легкой доступности. Оно представляет фрагмент тела гипербазитов Узункырского пояса, вскрываемый выемкой шоссейной дороги Челябинск–Уфа на протяжении около 200 м и высотой 10—15 м (рис. 5).

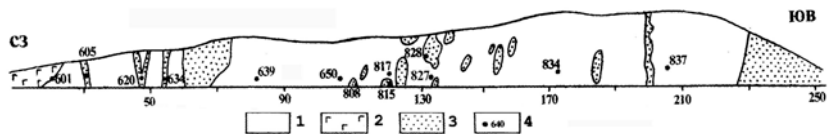


Рис. 5. Тело серпентинитов Узункырского пояса, вскрываемое в северо-восточном борту выемки автодороги Челябинск-Уфа.

1 — серпентиниты, 2 — метагаббро, 3 — порфириты и туфы базальтовых порфиритов, в разной степени родингитизированные, 4 — места отбора образцов

Здесь обнажаются серпентиниты, среди которых встречаются блоки будинированных пластов туфов базальтовых порфиритов, в разной степени родингитизированных (рис. 6). Размер этих тел колеблется от 0.5 до 3—8 м. В северо-западной части борта выемки встречены мелкие прослои обломочных мраморизованных известняков среди тремолит-антигоритовых пород, содержащих хлорит, клиноцоизит, а так же обломки бурого хромшпинелида. Соседние серпентиниты карбонатизируются. В стенках выемки можно так же видеть массивные прочные дайки метаморфизованных габбро и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов, мощностью от 0.5 до нескольких метров. В них не выявляются признаки родингитизации, т.е. они сформировались после аллосерпентинизации. В этих породах обнаруживается развитие зеленоватой роговой обманки по клинопироксену. Плаггиоклаз замещается агрегатом клиноцоизита, эпидота и хлорита. В зоне контакта даек с серпентинитами образуются тремолит, антигорит и продольно-волокнистый хризотил. Сами серпентиниты довольно интенсивно деформированы и содержат «обдавыши» массивных пород, находящихся в окружении «давленных» трещиноватых серпентинитов, местами рассланцованных. Серпентиниты образовались



на месте гарцбургитов с редкими мелкими телами исходных дунитов, макроскопически не диагностируемых. Породы

Рис. 6. Будина родингитизированных базальтоидных порфиритов в серпентинитах.

имеют темно- и желтозеленую окраску. Среди серпентинитов преобладают β -лизардитовые разности с мелкопеллетчатой зональной линзовидно-ленточной структурой. На отдельных участках обнаружены хризотилоид- β -лизардитовые серпентиниты. Рассланцованные разности серпентинитов сложены продольно-волоконистым хризотилом. Неравномерно в ограниченных масштабах на эти серпентиниты накладывается антигоритизация. Антигоритовые серпентиниты состоят из разноразмерных пластинок антигорита и рассеянных зерен магнетита. Нередко наблюдается примесь хлорита и карбоната. Антигоритизация является чаще всего в зоне контакта с дайками порфириров и ксенолитами родингитизированных базальтоидных туфов. Заметно антигоритовые серпентиниты развиты в юго-восточной контактовой зоне рассматриваемого ультраосновного тела.

β -Лизардит образует ячейки размером 0.1—0.3 мм, ширина его шнуров и лент 0.01—0.03 мм. Вдоль шнуров концентрируются мелкие зерна магнетита, нередко в виде октаэдров размером до 0.02 мм; его содержание колеблется в пределах 2—5 %, и может достигать 7—8 %. В породах присутствует бастит с ксеноморфными очертаниями. В широких лентах β -лизардита выявляется продольная спайность. Иногда встречаются участки, где в чередовании с лентами или в ячейках, окруженных шнурами β -лизардита, развиты линзовидные и секториальные выделения хризотилоида.

В антигоритизированных разностях среди пластинок антигорита, имеющих размер 0.1—0.3 мм, обнаруживаются реликтовые ленты и ячейки β -лизардита. Зерна магнетита при этом увеличиваются в размере до 0.1—0.3 мм. Хромшпинелиды в апогарцбургитовых серпентинитах имеют ксеноморфные очертания, их размер достигает 2.5 мм. Они по периферии замещаются магнетитом, а в центре зерен просвечивают буровым цветом. Иногда вокруг них развивается тонкочешуйчатый хлорит. В редких аподунитовых серпентинитах хромшпинелиды идиоморфны и непрозрачны, их размер не превышает 0.5—0.8 мм.

По химическому составу серпентиниты соответствуют альпинотипным разностям (табл. 3). Некоторые анализы обнаруживают повышенную железистость пород (f до 0.139), что обусловлено местной концентрацией мелкозернистого магнетита. По степени окисления (h) четко заметно различие между β -лизардитовыми ($h = 77$ и 78) и антигоритовыми ($h = 57$ и 46) разностями пород.

Таблица 3

**Химический состав серпентинитов из автодорожной выемки шоссе
Челябинск—Уфа, мас. %**

Комп.	639	650	817	837
SiO ₂	36.15	39.82	39.56	42.09
Al ₂ O ₃	0.81	0.52	1.11	0.26
Fe ₂ O ₃	9.11	6.17	5.86	3.99
FeO	2.47	1.56	3.97	4.33
MgO	37.27	38.17	37.28	37.28
CaO	0.84	не обн.	0.03	0.07
H ₂ O	0.42	0.80	0.64	0.12
n.n.n.	13.20	12.58	11.18	11.82
Сумма	100.27	99.62	99.63	99.96
f	0.139	0.096	0.123	0.106
fm	1.72	1.58	1.60	1.48
h	77	78	57	46
FeO	10.67	7.11	9.24	7.92

Примечания: Апогарцбургитовые серпентиниты: 639, 650 — β-лизардитовые; 817, 837 — антигоритовые (817 — катаклазированный с реликтами хризотилоида, 837 — с реликтами ленточного β-лизардита).

Родингитизация наблюдается по периферии тел туфов и затухает к их центру. Родингитизированные блоки на границе с серпентинитами имеют темнозеленую массивную оторочку из мелкочешуйчатого хлорита. Чешуйки хлорита размером 0.05—0.1 мм имеют бледнозеленую окраску и переменный знак удлинения. Среди мелкочешуйчатой массы выделяются более светлые агрегаты хлорита — псевдоморфозы по плагиоклазовым вкрапленникам, т. е. хлоритовая оторочка образуется на месте туфов базальтовых порфиринов в ходе магнезиального метасоматоза.

Родингиты сложены игольчатым диопсидом, эпидотом и пластинками бледнозеленого хлорита. Реже в них встречаются пренит, везувиан, гранат и актинолит. В исходных породах — метаморфизованных туфах, в составе обломков которых присутствуют реликтовые вкрапленники клинопироксена, замещаемые мелкопризматическим актинолитом, по плагиоклазу развивается тонкочешуйчатый бесцветный хлорит, который так же образуется по основной массе наряду с актинолитом и эпидотом. В основной массе обнаруживаются скопления сфена. В табл. 4 приведены результаты химических анализов родингитов и родингитизированных туфов порфиринов. При превращении пород в родингиты в 1.5—2 раза увеличивается содержание извести, привносимой в ходе серпентинизации. Несколько уменьшается количество желе-

Химический состав продуктов родингитизации туфов базальтовых порфириров, мас. %.

Компоненты	Тело 1			Тело 2			828
	807	805	808	815	818	816	
SiO ₂	38.71	45.03	30.22	39.94	43.02	31.04	44.73
TiO ₂	2.42	2.25	2.50	2.73	1.50	1.89	-
Al ₂ O ₃	13.07	5.59	11.89	16.93	13.02	12.74	0.94
Fe ₂ O ₃	6.58	3.18	6.08	6.13	5.10	4.15	3.94
FeO	9.28	7.38	7.81	8.85	7.16	4.86	2.74
MnO	0.24	0.74	1.06	0.12	0.19	0.71	0.10
MgO	8.31	8.22	27.86	7.23	5.33	31.15	28.99
CaO	15.86	24.42	0.47	9.32	20.99	0.56	1.51
Na ₂ O	0.28	сл.	сл.	3.12	0.54	сл.	-
K ₂ O	0.14	сл.	сл.	0.28	0.23	сл.	-
P ₂ O ₅	0.27	0.32	0.24	0.21	0.48	0.48	-
H ₂ O	0.34	0.76	0.40	0.45	0.50	0.38	3.20
п.п.п.	4.34	1.30	11.10	4.50	1.36	11.98	12.95
Сумма	99.84	99.19	99.63	99.81	99.42	99.94	99.10

Примечания: Тело 1: 807 — родингитизированный порфирит; 805 — эпидот-диопсидовый родингит; 808 — тонкочешуйчатая хлоритовая порода. Тело 2: 815 — туф пироксенового порфирира, реликты вкрапленников клинопироксена, в основной массе развиты хлорит, цоизит и актинолит; 818 — хлорит-диопсид-эпидотовый родингит; 816 — тонкочешуйчатая хлоритовая порода из оторочки родингита; 828 — сунгулитоподобная порода из родингитов.

за и выносятся щелочи. Характерно высокое содержание в породах титана, что свойственно исходным андезитобазальтам или ферробазальтам. Состав хлорита из оторочки родингитов соответствует железистой разности пеннина.

В одном из тел родингитизированных туфов (обр. 828) обнаружено изометричное гнездо размером 0.5 × 0.6 м своеобразной светлосерой массивной породы глинистого облика. Глинистые свойства ее выражаются в низкой твердости (от царапанья ногтем образуется блестящий след); порода размокает и прилипает к языку. Однако несомненно ее исходное гидротермальное происхождение. Периферия гнезда, выполняемого этой породой сложена мелкозернистым агрегатом и друзами диопсида, эпидота, пренита, граната, образующих правильные кристаллы. Внутри гнезда среди глиноподобного материала встречаются ромбоэдрические разъеденные кристаллы кальцита (до 5 см), высокой чистоты (CaO 55.90; CO₂ 43.42 %); примесь Mg, Fe и Mn не пре-

вышает 0.01 %. Под микроскопом порода состоит из чешуек размером 0.01—0.005 мм, среди которых располагаются столбчатые червеобразные поперечно-чешуйчатые выделения размером до 0.02—0.1 мм того же минерала. Они напоминают вермикулит, возникший на месте железисто-магнезиальной слюды, с последующим превращением в сунгулит. Это, с учетом данных рентгеновского анализа, обнаружившим принадлежность породы к лизардитовой разновидности, дает основание предположительно назвать ее сунгулитоподобной породой. Химический анализ ее близок серпентиниту, но отличается высоким содержанием кремнезема и низкотемпературной воды (табл. 4), что свойственно сунгулиту с примесью талькоподобной фазы.

Литература

1. *Бачин А. П.* Геологическое строение ультрабазитовых массивов Западного Примугодьярья по геофизическим данным // *Материалы совещ. по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты.* М.: ВИМС, 1971. С. 111—123.
2. *Варлаков А. С.* Условия размещения и становления гипербазитов Урала // *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 62—86.
3. *Варлаков А. С.* Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.
4. *Варлаков А. С.* Рифтогенные офиолиты, метаморфизм гипербазитов и строение Вишневогорско-Ильменогорского комплекса. Информационные материалы. Миасс: ИГЗ, 1995. 68 с.
5. *Варлаков А. С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 179 с.
6. *Иванов К. С.* Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного Уральского разлома на Южном Урале // *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала.* Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 5—24.
7. *Кротов Б. П.* Петрографическое исследование южной части Миасской дачи // *Тр. об-ва естествоиспытателей при императорском Казанском университете.* Казань, 1915. Т. 47. Вып. 1. С. 1—416.
8. *Маслов В. А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
9. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала. Проблемная комиссия IX МСАНСС // *Вализер П. М., Зайков В. В.* и др. Свердловск, 1985. С. 87.
10. *Рудник Г. П.* Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // *Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов.* М.: Наука, 1965. С. 68—100.
11. *Сенченко Г. С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 172 с.

12. *Смирнов С. В.* Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение // Автореферат дисс... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1995. 18 с.
13. *Сопко П. Ф.* Тектонический контроль эндогенных рудных месторождений Южного Урала // Геология и структуры рудных полей районов Южного Урала. Уфа: ИГ БашФАН СССР, 1979. С. 3—26.
14. Структурная геология Магнитогорского синклиория Южного Урала / *Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.* и др. М.: Наука, 1992. 184 с.
15. *Таврин И. Ф.* О природе Миасско-Присакмарского глубинного разлома на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167. № 1. С. 170—171.
16. *Таврин И. Ф.* О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 147—152.
17. *Таврин И. Ф., Родионов П. Ф.* О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория по геофизическим данным // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 301—317.
18. *Фролова Г. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с.
19. *Штейнберг Д. С.* Проблемы магматизма области сочленения Урала и Русской платформы // Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 3—7.
20. *Шумихин Е. А.* О возрасте ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклиория // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 295—300.