

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ

В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский

**НОВЫЕ И РЕДКИЕ ВИДЫ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД
В ИЛЬМЕНОГОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ**

ОТЧЕТ ПО РАБОТАМ 1996-2007 ГОДОВ

г. МИАСС

2008 г.

ВВЕДЕНИЕ

Породообразующие минералы Ильменогорского комплекса традиционно изучались в основном из разнообразных пегматитов. Минералы метаморфических пород оказались изученными несравненно слабее. Эти данные содержатся в публикациях А. Г. Баженова, Г. Г. Доминиковского, В. Я. Левина, Б. М. Роненсона, В. А. Утенкова, Б. Н. Иванова, Л. А. Кутеповой [1-5, 6, 7, 8, 9], В. И. Ленных, А. Д. Рассказовой [10, 11] и др., а в последние годы - С. Н. Никандрова, Ю. С. Кобяшева, П. М. Вализера [12] и сотрудников нашей группы [13-21].

С различной степенью детальности были описаны амфиболы и гранаты, менее подробно - полевые шпаты и слюды. Для других минералов или приводились оптические данные или просто упоминалось об их присутствии в породе в том или ином количестве. Существенно важно, что все эти сведения касались преимущественно пород наиболее метаморфизованных толщ Ильмен: селянкинской, вишневогорской и ильменогорской. Химический анализ минералов производился из валовых проб, из-за чего не было возможности рассмотреть изменение состава по зонам роста кристаллов и т. п. Практически незатронутыми минералогическими исследованиями оказались метаморфические толщи т. н. сланцевого обрамления Ильменогорского комплекса: кыштымской и сайтовской. На этом фоне незаслуженно забытой оказалась рукописная работа К. И. Постоева [22], в которой приводится масса петрографических описаний, оптических свойств и химические анализы наиболее распространенных типов метаморфизованных изверженных пород основного и ультраосновного состава восточной полосы Ильменогорского комплекса (от оз. Бол. Ишкуль – на севере, до оз. Савелькуль - на юге). Минералогия метаморфизованных гипербазитов рассмотрена в статьях и монографиях Т. А. Смирновой, И. Ф. Романовича [23], А. С. Варлакова с коллегами [24, 25].

К сожалению, надо признать, что после раздела в 1988 г. единого научного коллектива на сотрудников Ильменского заповедника и Института минералогии интенсивность и значимость результатов геологических исследований территории заповедника резко упали. В последовавшими за этим годы все же удалось сохранить керн единственной глубокой (2 км)

скважины в южной части миаскитового массива и издать его описание [28]; был создан полный кадастр минералов заповедника [29]; проведена классификация встреченных здесь амфиболов [12]; обнаружены их новые разновидности [29, 30, 32, 12]; установлены тектонические взаимоотношения всех метаморфических толщ [34]; дана петрографическая характеристика основных типов гипербазитов [25]; проведено петрохимическое изучение гранитоидов [33]; выявлена существенная роль карбонатитов и бластомилонитов в строении комплекса [34, 35] и т. д. Принципиальное значение для генетической минералогии и петрологии имели исследования В. А. Попова [36, 37] по установлению законов перекристаллизации горных пород, изменению кристалломорфологии минералов в зависимости от кислотности-щелочности среды, роли индукционных поверхностей кристаллов для расшифровки истории и последовательности процессов кристаллизации пород. В. И. Поповой [38] радиографическим методом удалось обнаружить явление избирательной сепарации изотопов некоторых элементов различными гранями растущих кристаллов. Это заставляет критически подходить к определению радиологического возраста минералов по их валовым пробам. Огромная работа по систематизации материалов предыдущих тематических исследований и геологических съемок территории Ильменского заповедника была выполнена коллективом Челябинской геологической экспедиции [39]. Созданная ими карта масштаба 1:50 000 послужила основой для издания листа государственной геологической карты масштаба 1:200 000 и объяснительной записки к нему [40]. Эти карты на сегодня являются основным источником сведений о геологическом строении территории Ильменского заповедника и его обрамления. Надо заметить, что все перечисленные выше исследования базировались на устаревшей геосинклинальной парадигме, предполагавшей наличие нормальных стратиграфических контактов между толщами, залегание их *in situ*, определенную направленность и цикличность развития и т. п.

Минералоги и петрографы, изучавшие Ильменогорский комплекс, основное внимание уделили щелочным породам (миаскиты, сиениты, фениты и т. п.) и разнообразным пегматитам, принесшим Ильменам мировую известность. Другие типы пород, особенно вмещающие метаморфиты, исследованы значительно слабее. На этом фоне выделяются исследования К. И. Постоева [22], Г. Г. Доминиковского [17], В. Я. Левина [41], Ю. Д. Панкова [42], С. В. Чеснокова [43], А. Г. Баженова, Л.

А. Кутеповой, Б. Н. Иванова, Е. П. Щербаковой [29], В. А. Утенкова [9], И. Ф. Романовича, Т. А. Смирновой [44], А. Д. Рассказовой, В. И. Ленных [11], В. И. Петрова [39].

Ниже кратко рассмотрены те новые данные, что получены нами за годы (1996-2006) работы на территории заповедника. Они получены в рамках тематических исследований лаборатории региональной минералогии Института минералогии УрО РАН, а также при исполнении инициативного проекта «Древнейшая олистострома Урала», поддержанного грантом РФФИ. Работы велись с современных мобилистских позиций. Объектами исследований явились преимущественно породы верхних частей разреза восточного обрамления Ильменогорского метаморфического комплекса (кыштымская и сайтовская толщи), которые оставались относительно слабо изученными. Работе очень помогло наличие в Институте минералогии современных приборов для исследования минерального вещества: рентгеновского микроанализатора JXA-733, мессбауэровского спектрометра, ИК-спектрометра Nexus, растрового электронного микроскопа РЭММА-202м, рентгеновского дериватографа ДРОН-2.0, традиционных методов «мокрой» химии, атомной абсорбции. Это дало возможность выявить и описать несколько новых для Ильменских гор и для Урала породообразующих минералов, в том числе новый минеральный вид амфиболов (калиймагнезиогастингсит). Применение современных петрографических микроскопов (AxioLab, Nikon) с возможностями получения цифровых микрофотографий и компьютерной обработки изображений привело к выявлению новых разновидностей магматических и метаморфических пород, ранее в Ильменогорском комплексе неизвестных.

Химическая характеристика минералов подтверждена оптическими исследованиями, данными мессбауэровской, инфракрасной и рентгеновской спектроскопии [14, 15, 20], в ряде случаев - определениями микротвердости и удельного веса. Минералы изучались в штуфах, полированных и прозрачных шлифах, в иммерсионных препаратах. Обычным и очень эффективным приемом было получение искусственного шлиха из протолок пород, что часто приводило к обнаружению минералов, ранее в этих породах неизвестных. Поскольку при диагностике минералов наиболее информативным часто оказывается их состав, ниже в табличной форме помещены результаты химических анализов минералов, впервые открытых в Ильменах нами, а также тех разновидностей, составы которых прежде не публиковались. Число анализов измеряется

многими десятками, особенно для амфиболов и гранатов. В качестве иллюстраций мы привели или типовые разновидности, или же заметно отличающиеся составы одних и тех же минералов. Заметим, что при диагностике амфиболов и пироксенов мы пользовались рекомендациями комиссий ММА [26, 27]. Большинство анализов выполнено в ИМин УрО РАН на микронзонде JXA-733 и на сканирующем микроскопете РЭММА-202м. В качестве эталонов использовались препараты, предоставленные Институтом геологии и геофизики СО РАН, а также Department of Mineral Sciences, Smithsonian Institute, Washington. Часть анализов минералов, не обладающих зональностью состава, выполнена стандартными методами в химлаборатории ИМин УрО РАН. Они помечены особо. Все приведенные анализы сделаны из проб, отобранных нами.

Многие из полученных нами результатов уже опубликованы в многочисленных (более 25) статьях в различных, нередко малотиражных, изданиях [13-21, 45-65]. В предлагаемой работе сжато излагаются самые основные из них.

ГИПЕРБАЗИТЫ И БАЗИТЫ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Кварцито-сланцевые толщи ИК насыщены телами базитов и гипербазитов. Их основная масса сосредоточена по периферии комплекса в кыштымской и сайтовской толщах, но отдельные их выходы известны и в т.н. «нижних толщах» (селянкинской и ильменогорской) в виде отдельных массивов (Няшевский массив, Ишкульский массив на Осиновом мысу, интерпретируемый нами как участок развития серпентинитового меланжа [58]). Традиционно считается, что они представляют собой линзовидные пластовые тела и входят в состав разреза вмещающих их толщ. Более того, в зависимости от количества и соотношения в разрезе этих пород литологически определяется та или иная толща.

Морфологически доказанного примера пластового характера гипербазитовых тел в литературных источниках нам не известно. Тем не менее, данными поискового бурения и разведочными работами на Савелькульском месторождении антофиллит-асбеста доказано, что даже крупные тела метагипербазитов являются бескорневыми. Изолированность отдельных выходов метагипербазитов, их рассеянность по площади приверженцами пластовой природы гипербазитовых тел объясняется интенсивным будинированием пластов в процессе блоковой тектоники с растаскиванием и обдавливанием отдельных фрагментов. В этой связи при описаниях морфологии гипербазитовых тел весьма часто и широко используется термин «будина», без рассмотрения

конкретных условий и моделирования механизма подобного будинажа. Концепция пластовой природы гипербазитов в полной мере отражена при составлении государственной геологической карты масштаба 1:200000 [40].

Наиболее насыщена базитами и гипербазитами кыштымская толща. Согласно описанию ее стратотипа, нижняя часть толщи в значительной степени (до 30%) сложена амфиболитами. Мелкие тела энстатитовых и антофиллит-энстатитовых гипербазитов встречаются в ней повсеместно, как в нижней, существенно амфиболитовой, так и в верхней, существенно кварцитовой, подтолще.

В аракульской и сайтовской толщах сайтовской серии гипербазиты также обычны, а амфиболиты встречаются гораздо реже. Игишская толща практически не содержит в себе гипербазитовых и амфиболитовых тел.

Ассоциация кварцито-сланцевых толщ с телами гипербазитов наблюдается повсеместно на протяжении всего Ильмено-Вишневогорского комплекса. Во вмещающих кварцито-сланцевых толщах Тайгинского месторождения графита также присутствуют многочисленные тела гипербазитов и более мелкие тела амфиболитов. «Будины» гипербазитов и амфиболитов среди биотит-амфибол-полевошпатовых blastsомилонитов в 17 км южнее г. Кыштым были описаны Д.В.Ворощуком и А.И. Русиным [66] при характеристике геологического разреза средней части Ильменогорско-Сысертской полиметаморфической зоны.

По мнению одного из наиболее авторитетных уральских исследователей гипербазитов А.С. Варлакова [25] все (за исключением селянкинской) метаморфические толщи ИК характеризуется собственным набором разновидностей метагипербазитов. Это обосновывается тем, что пластовые тела гипербазитов вместе с вмещающими породами (первично – вулканогенно-осадочными) подверглись метаморфизму в два этапа. Первый глобальный этап происходил в поднебайкальское время и носил характер регионального динамометаморфизма. В результате этих процессов в зависимости от P-T условий метаморфизма по гипербазитам образовались четыре типа оливиновых пород: энстатит-оливиновые (гранулит-амфиболитовая фация метаморфизма), тальк-оливиновые (амфиболитовая фация), оливин-антигоритовые (эпидот-амфиболитовая фация) и антигоритовые серпентиниты (зеленосланцевая фация).

В среднекаледонское время произошел второй этап метаморфизма, носившего характер зонального кремнекислого метасоматоза. Он проявился более локально и затронул не все толщи. В результате этого этапа по энстатит-оливиновым породам

образовались энстатитовые породы, метагипербазиты второго типа (тальк-оливиновые) превратились в антофиллитовые породы, а по метагипербазитам третьего и четвертого типа образовались талькиты.

Согласно концепции А.С. Варлакова [25] локализация изоград теплового поля регионального динамометаморфизма находится в соответствии с антиклинорным строением ИК, поэтому зоны изофациально метаморфизованных гипербазитов контролируются положением оси антиклинория и их стратиграфической приуроченностью к определенным толщам.

Так для вишневогорской, ильменогорской и еланчиковской толщ характерны энстатит-оливиновые породы, образовавшиеся в ходе первого этапа метаморфизма. Второй этап эти толщи не затронул.

Кыштымская толща в полной мере испытала оба этапа метаморфизма в результате чего энстатит-оливиновые породы первого этапа превратились энстатитовые и энстатит-антофиллитовые породы, оставшись неизменными только в виде реликтов в ядерных частях наиболее крупных тел.

В аракульской толще низкометаморфизованные тальк-оливиновые породы первого этапа преобразовались в антофиллитовые породы.

В сайтовской и игишской толще второй этап метаморфизма проявился слабо и этим толщам, по мнению А.С.Варлакова, присущи оливин-антигоритовые породы и антигоритовые серпентиниты.

Согласно представленной схеме А.С. Варлаков предлагает определять принадлежность тех или иных породных комплексов к определенным толщам по степени метаморфизма ассоциированных с ними гипербазитов (т.н. «офиолитовый критерий»). Насколько это верно, будет показано ниже, однако приведенный пример иллюстрирует исключительную важность проблемы природы малых тел базитов и гипербазитов и их положения в разрезе кварцито-сланцевых толщ Ильмен.

Исходя из приведенного литературного обзора, можно предположить, что Ильменогорский комплекс заложен на древнем дорифейском сиалическом фундаменте. Его ультраосновная составляющая также имеет дорифейский возраст и интракратонный глубинный генезис. Она была выведена на поверхность в результате раскрытия в венде внутриконтинентального рифта и поднята в верхние структурные этажи в ходе поздневендских коллизионных процессов. Кварцито-сланцевые толщи обрамления комплекса, скорее всего, образовались после закрытия вендского рифта, видимо в палеозое, на окраине новообразованного

орогена, а потому являются изначально терригенными, сложенными продуктами разрушения вендской складчатой структуры. В течение бурной палеозойской истории развития Уральского палеоокеана Ильменогорский комплекс представлял собой сложнодислоцированный террейн, находящийся на пассивной океанической окраине, под который субдуцировалась молодая кора уральского палеоокеана. Существуют серьезные сомнения в том, что описываемые гипербазиты являются членом офиолитовой ассоциации, с которой также традиционно ассоциируют кварцито-сланцевые толщи ИК.

В процессе становления комплекса его породы испытали неоднократный метаморфизм при различных P-T условиях, что во многом затрудняет определение их первичной природы. После общеуральской позднепалеозойской коллизии и внедрения гранитоидных массивов комплекс окончательно консолидировался, образовав кольцевую структуру, которая затем испытала постколлизийное пластическое растяжение, определившее современную структуру комплекса.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ РАЗРОЗНЕННЫХ ТЕЛ МЕТАБАЗИТОВ И МЕТАГИПЕРБАЗИТОВ В КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ ИЛЬМЕН ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Как было отмечено выше, наличие в составе кварцито-сланцевых толщ ИК тел метагипербазитов и metabазитов, а также соотношение их количества и степени метаморфизма является важным диагностическим признаком при определении положения этих толщ в общем разрезе ИК. Поскольку большинство исследователей предполагают пластовую природу этих тел, то тем самым они синхронизируют образование гипербазитовых и базитовых тел с формированием самих кварцито-сланцевых толщ. Следовательно, пластовая природа этих тел является принципиальным вопросом при интерпретации формационной и стратиграфической принадлежности кварцито-сланцевых толщ.

Как правило, пласты, изображаемые на картах, в действительности представляют собой хаотические скопления различных по размеру, а часто и по составу, тел, имеющих разную ориентировку залегания. Для объяснения этих фактов многими авторами используется механизм будинажа пластовых тел и в соответствии с такой точкой зрения базитовые и гипербазитовые блоки объявляются будинами. Во многих таких описаниях термин «будина» трактуется чрезвычайно широко. Часто основанием для

применения этого термина является лишь округлая или линзовидная форма сечения тела. При этом забывают, что будинирование относительно жесткого пласта приводит к его расчленению на параллельные цилиндроподобные тела. По определению Дж. Уилсона [67, стр. 69] будины в трех измерениях выглядят как "...серия крупных цилиндров или "сосисок", лежащих рядом на сковородке, или похожих на пальцы руки, покоящейся на столе". Здесь же этот автор замечает: "Нередко любое свободное включение породы в метаморфическом комплексе называют будиной, невзирая на его форму и размеры". Н. Раст для таких тел предложил название "тектоническое включение". Д. Б. Мак-Интайр называл их "рыбами". Последнее название можно приложить к т. н. "будинам" метагипербазитов и амфиболитов в кварцито-сланцевых толщах. Для обоснования будинированности хаотически размещенных изолированных блоков авторам приходится предполагать весьма сложный, масштабный и многофазный процесс дробления пластовых тел, который почему-то никак не затрагивает вмещающие эти тела толщи. В этом качестве некоторыми авторами [35, 25] рассматривается процесс хрупко-пластичного течения, связанный с образованием бластомилонитовых формаций. Правда, зачастую подобный механизм даже не предлагается, а тезис о будинной природе принимается априори.

В ходе своих исследований мы не раз встречались с проявлениями будинажа в пегматитовых жилах и согласно залегающих пластообразных гранитных силлах, но во всех этих случаях амплитуды смещения будин измерялась единицами, редко – десятками метров, и повсюду они отвечали критериям Дж. Уилсона – были однотипными по составу и соразмерны по мощности. Часто при этом процесс тектонического дробления жестких пластовых тел отражался и во вмещающих их кварцито-сланцевых толщах в виде наличия флексуроподобных складок и серии мелких разрывных нарушений со смещением поверхностей напластования. Однако амплитуды таких смещений были также невелики. Если же представить, что подобные процессы происходили при образовании базитовых и гипербазитовых блоков, то мы получим амплитуды смещений, измеряемые сотнями метров, и, соответственно, целую серию многовекторных тектонических нарушений, что неминуемо отразилось бы и во вмещающих породах. Однако мы нигде не наблюдали признаков подобных явлений такого масштаба.



Рис. 1

Характер складчатых деформаций вмещающих пород кварцито-сланцевых толщ.
Участок межозерья Таткуль – Миассово.

Таким образом, гипотеза об образовании базитовых и гипербазитовых блоков в кварцито-сланцевых толщах ИВК в процессе тектонического дробления (будинажа) пластовых тел, входящих в состав этих толщ, не подкрепляется на наш взгляд весомыми аргументами, а потому является чисто умозрительной. Тем не менее, такие представления о природе кварцито-сланцевых толщ ИК в настоящее время являются общепринятыми и высказываются авторами многих последних сводок по Ильмено-Вишневогоскому комплексу [41, 25, 34, 28], а также нашли отражение при составлении последней геохронологической схемы Урала [66] и при подготовке к изданию геологических карт масштаба 1:200000 [40].

Так как на сегодняшний день нам неизвестно из литературных источников конкретных доказательств пластовой природы гипербазитовых и базитовых тел входящих в состав кыштымской толщи и толщ саитовской серии ИК, мы решили более предметно изучить этот вопрос. В качестве основного объекта исследований нами был выбран ряд участков на территории Ильменского государственного заповедника и прилегающих к нему районах, на которых развиты отложения изучаемых толщ, и где ранее проводились различные изыскания и исследования государственными геологическими службами и академическими

организациями. Всего нами были изучены три основных участка развития кварцито-сланцевых толщ – Уразбаевский, Миассово-Таткульский, продолжением которого является участок на северном побережье оз. Бол. Таткуль, и Савелькульский участок. Кроме того, нами был изучен участок на Осиновом мысу восточного берега Бол. Ишкуль в зоне развития серпентинитового меланжа внутри селянкинского блока ИК. Схема расположения этих участков приведена на рис. 2.

Кроме того, мы сделали несколько экскурсионных маршрутов в прилегающие к исследуемым территориям районы, а также в районы, охватывающие различные фациальные и структурные зоны ИК. В различные годы нами проводились исследования в районе южного замыкания Ильменогорского комплекса (р-он оз. Кундравы и хр. Игиш), на северном продолжении ильменогорской структуры – в Вишневых горах (р-он г. Вишневогорска), а также в районе Тайгинского месторождения графитистых кварцитов, находящегося в зоне «пережима» Ильмено-Вишневогорского комплекса. Оно расположено в 14 км южнее г. Кыштыма в центральной части комплекса, а рудовмещающая толща одними авторами считается ильменогорской, другими – кыштымской толщей. По нашему мнению преобладающие здесь гранат-биотитовые гнейсы подобны гнейсам из нижней части разреза кыштымской толщи в окрестностях ильменского озера Таткуль.

В условиях плохой обнаженности, задернованности и сильной залесенности, характерных для участков развития ильменогорских кварцито-сланцевых толщ, основным методом исследования нами был выбран метод детального геологического картирования с инструментальной топографической привязкой всех обнаруженных выходов горных пород.



Рис.2

. Обзорная схема района исследований авторов в Ильменогорском комплексе (Россия, Челябинская обл., Ильменский заповедник).

1 - Осиновый мыс на оз. Бол. Ишкуль, 2 - подножье горы Савелькуль, 3 – Уразбаевский участок, 4 – межозерье Бол. Миассово – Бол. Таткуль, 5 – северное побережье оз. Бол. Таткуль.

Привязка обнажений производилась с помощью теодолита и JPS-приемника, одновременно производились замеры элементов залегания и отбирались образцы и пробы пород на различные виды анализа. В необходимых случаях производилась проходка канав, шурфов и расчисток с последующей документацией, также проводились обследования уже существующих горных выработок. Все результаты картирования выносились на подробные геологические схемы масштаба 1:5000.

Далее дается подробная характеристика каждого из участков.

Характеристика участков распространения разрозненных тел metabазитов и метагипербазитов в кварцито-сланцевых толщах

Ильмен

УРАЗБАЕВСКИЙ УЧАСТОК

Уразбаевский участок развития кварцито-сланцевых толщ расположен между западной окраиной дер. Уразбаево и восточным побережьем оз. Бол. Таткуль и вытекающей из него р. Кылы. С юга участок ограничен северным берегом оз. Мал. Миассово, а с севера – поймой р. Ильменки, впадающей в оз. Бол. Таткуль. Общая площадь участка – около 4 км² (рис. 3).

Рис. 3

Геологическая схема северной окрестности дер. Уразбаево (у восточной границы Ильменского заповедника). Составили В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский, Н. И. Вализер, 1998 г.

1 - преимущественно кварцитовая по составу сайтовская толща с прослеженными горизонтами кварцитов; 2 - кластолиты амфиболитов; 3 - тремолит-антофиллитовые и 4 - энстатит (\pm оливин)-антофиллитовые метагипербазиты; 5 - аплитовидные граниты; 6 - дайки и пластовые залежи гранитов и гранитных пегматитов; 7 – тела и жилы гранулированного кварца; 8 - элементы залегания пород.

Согласно государственной геологической карте масштаба 1:200000 [40], этот участок сложен отложениями верхнерифейской сайтовской толщи, представляющей собой переслаивание слюдяных амфиболсодержащих плагиосланцев и графитистых кварцитов. Гипербазиты образуют пластовые тела, маркирующие сложную складчатую структуру толщи, что хорошо видно на севере от описываемого участка. Отложения сайтовской толщи прорваны нижнекарбовыми уразбаевскими гранитами и сопряженными с ними дайками гранитных пегматитов.

В результате проведенных нами детальных картировочных работ установлены следующие факты. Вмещающими породами на Уразбаевско участке являются главным образом графитистые кварциты. Заметные выходы слюдяных плагиосланцев встречены нами только на самом севере участка. В южной части участка часто наблюдаются переслаивание кварцитов и хлорит-тремолитовых сланцев, однако последние количественно явно уступают кварцитам.

Графитистые кварциты имеют полосчатую текстуру, обусловленную наличием полос обогащения графитом мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Слои кварцитов часто смяты в мелкие дисгармоничные складки, амплитудой в несколько сантиметров.

Складчатость более крупного порядка имеет брахиморфный характер и амплитуду около метра. В некоторых местах она хорошо подчеркивается маломощными межпластовыми интрузиями гранитов, также претерпевших подобную складчатую деформацию. Исходя из этих наблюдений, можно предположить, что брахиморфная складчатость является наиболее поздней и связана с посторогенной тектоникой. Общее залегание толщи характеризуется субмеридиональным залеганием и восточным падением, со средним значением углов падения порядка 40° . С запада и на севере участка кварцитовые толщи прорываются уразбаевскими лейкократовыми гранитами нижнекаменноугольного возраста.

Отдельные пачки кварцитов и прослои среди них иногда существенно отличаются минералогически: в них могут присутствовать слои, обогащенные апатитом, турмалином, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, гранатами. В кварцитах игишской толщи отдельные прослои отличались присутствием фосфатных обособлений. Все это доказывает первично-осадочную природу кварцитов из Ильменогорского комплекса.

Необходимо отметить, что подобные графитистые кварциты нами были встречены практически во всех кварцито-сланцевых толщах ИК, начиная с кыштымской и заканчивая игишской.

Тела метагипербазитов, наблюдаемые на территории Уразбаевского участка, хорошо выделяются геоморфологически в виде различных положительных форм рельефа. Они могут встречаться как в виде небольших отдельных глыб-валунов, так и в виде довольно крупных изолированных скальных обнажений. Метагипербазитами часто бывают сложены большие сопки и холмы протяженностью около 100 м и высотой до 30-40 м. В плане гипербазитовые тела имеют изометричную или линзовидную форму, длинная ось которых ориентирована согласно общему простиранию толщи, однако мелкие тела могут располагаться произвольно. Кроме разнообразных размеров, тела метагипербазитов обращают на себя внимание и своим хаотическим расположением в поле развития кварцито-сланцевых толщ. В отличие от пластов кварцитов и особенно кристаллических сланцев, образующих низкие, следящиеся на многие сотни метров гряды, метагипербазиты часто образуют рои-скопления, пространственно никак не связанных между собой тел. В общем случае эти рои гипербазитовых тел имеют вид субпараллельных полос с меняющейся по простиранию шириной, ориентированных в северо-северо-восточном направлении. Пластовая отдельность гипербазитовых тел, маркируемая прослоями разных по размеру сферолитов антофиллита, границы между которыми совпадают с поверхностями одной из систем кливажной отдельности, имеет восточное падение. В наиболее масштабных телах метагипербазитов методом замеров элементов залегания пластовой отдельности удалось определить крупные пологие брахиморфные складки, которые проявлены только в метагипербазитах, «утыкаются» в их внешние границы и не прослеживаются во вмещающей кварцитовой толще. При расчистках контактов гипербазитов и вмещающих толщ видно, что слоистая структура кварцитов согласно облекает границы гипербазитового тела. При этом не замечено следов контактового воздействия на кварциты, а также признаков тектонических границ. Отмечены лишь маломощные зонки биметасоматических изменений в кварцитах, зафиксированные появлением в них прослоев вермикулитизированного биотита, кристаллов куммингтонита и чермакита.

По составу среди метагипербазитов преобладают тремолит-антофиллитовые разновидности, вместе с тем здесь обнаружены и крупные выходы энстатит-антофиллитовых, иногда с оливином, метагипербазитов, наличие которых в саитовской толще «запрещено» схемой А. С. Варлакова [25].

В отличие от многочисленных гипербазитовых тел, тела амфиболитов встречаются гораздо реже. На Уразбаевском участке среди великого множества каменистых обнажений метагипербазитов нами было обнаружено не более десятка мелких (0.3 – 15 м в поперечнике) выходов амфиболитов. Большая их часть располагается в окружении метагипербазитов, и лишь небольшое число - среди кварцитов. Нам удалось выявить несколько обнажений, где можно наблюдать непосредственное залегание тел амфиболитов среди метагипербазитов. На приведенных зарисовках обнажений (рис. 4) видны локальные скопления брусковидных, изометричных и неправильной формы тел амфиболитов поперечником 0.5-8 м. Примечательно, что минеральный состав расположенных поблизости тел амфиболитов нередко разный. Какой-либо линейной ориентировки включений амфиболитов, полосовидного их расположения не отмечено.

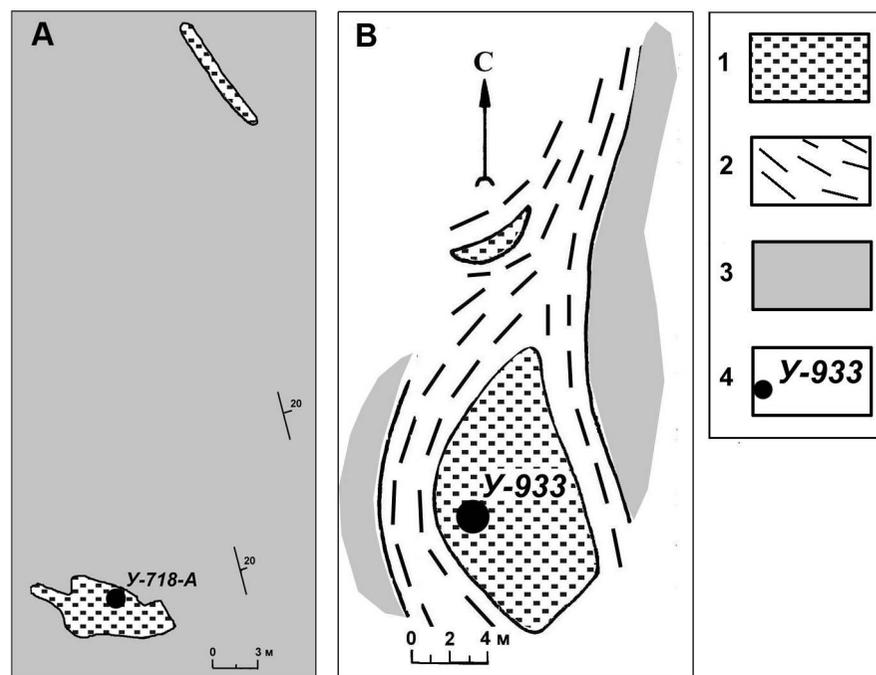


Рис. 4

Схемы обнажений в точках наблюдения У-718 (А) и У-933 (В), Уразбаевский участок.

1 - кластолиты амфиболитов; 2 - оторочка гранат-клинохлоровой породы; 3 - тремолит-антофиллитовые метагипербазиты; 4 – место отбора и номер пробы амфиболита

Обращает внимание исключительная разнородность состава столь небольших тел амфиболитов, расположенных на относительно маленькой площади. Здесь присутствуют разновидности, которые по чрезвычайно низким количествам SiO_2 , очень высоким содержаниям CaO и Al_2O_3 не имеют своих аналогов среди изверженных пород. Весьма пестр и минеральный состав амфиболитов. Здесь встречены гранатовые и безгранатовые разновидности, амфиболиты с цоизитом, зеленой шпинелью (плеонастом), с клинопироксеном, с чермакитом или паргаситом, с корундом, кианитом, ставролитом и андалузитом.

МИАССОВО-ТАТКУЛЬСКИЙ УЧАСТОК

Миассово-Таткульский участок непосредственно граничит с запада с Урузбаевским участком и отделен от него поймой р. Кылы (рис. 5). На западе он ограничен Клюквенным болотом, вдоль восточной границы которого и далее на север - вдоль западного берега оз. Бол. Таткуль проходит тектоническая граница сдвигового характера еланчиковской и кыштымской свит. С юга участок ограничен северным побережьем оз. Бол. Миассово, а с севера – южным берегом оз. Бол. Таткуль, хотя мы проводили исследования и на северном побережье этого озера, где гнейсовая часть кыштымской толщи представлено более полно.

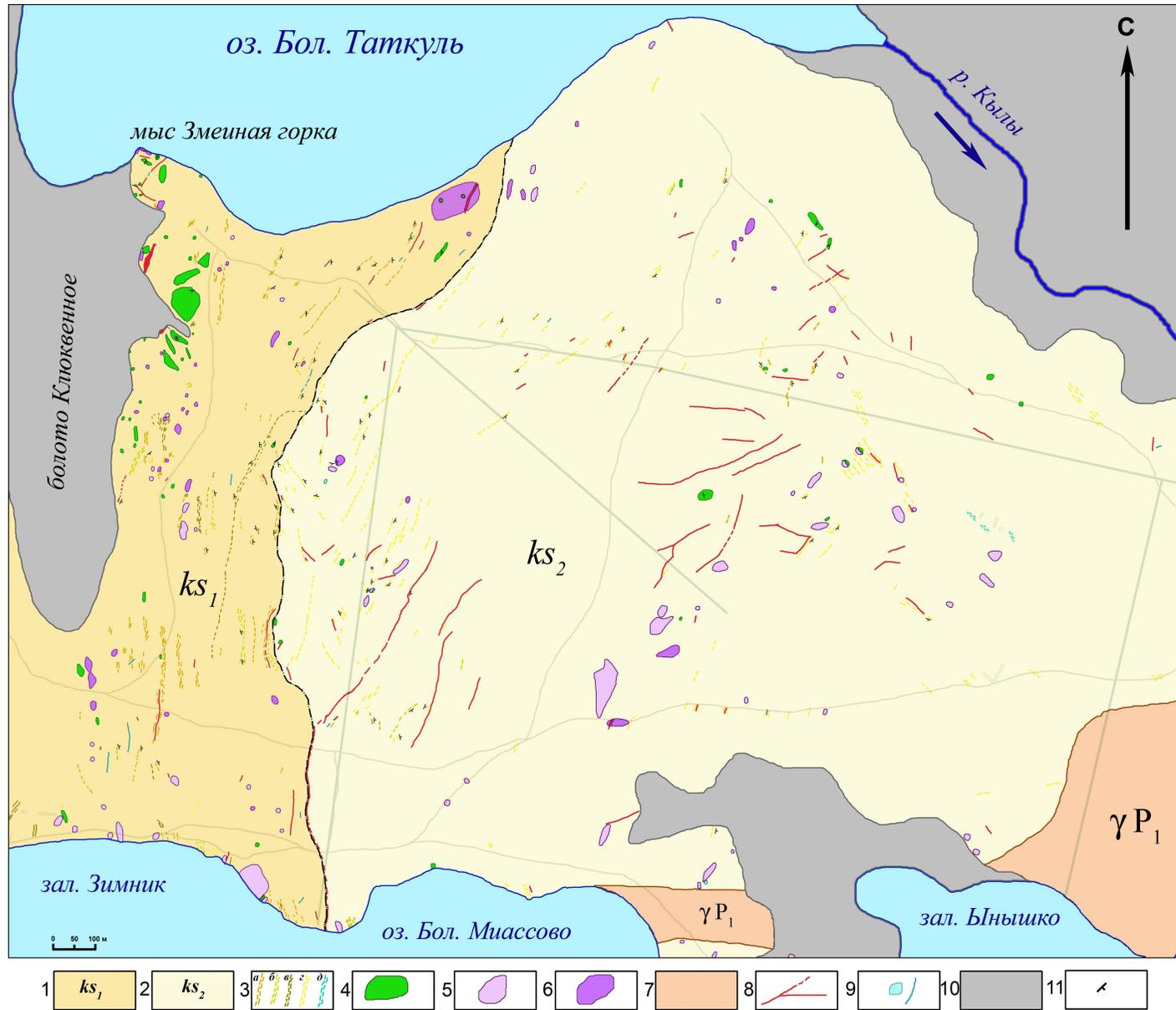


Рис. 5

Геологическая схема межозерья оз. Бол. Миассово и оз. Бол. Таткуль. Составили В. Г. Кориневский, Е. В. Кориневский, Н. И. Вализер, 2002 г.

1 - преимущественно гнейсовая по составу нижнекыштымская подтолща; 2 – преимущественно кварцитовая по составу верхнекыштымская подтолща; 3 – прослеженные горизонты: *a* – биотитовых гнейсов, *б* – амфиболовых гнейсов, *в* – диопсид-скаполитовых сланцев, *г* – кварцитов, *д* – кианитовых сланцев; 4 – кластолиты и тела амфиболитов; 5 - тремолит-антофиллитовые и 6 - энстатит (\pm оливин)-антофиллитовые метагипербазиты; 7 - аплитовидные граниты; 8 - дайки гранитов и гранитных пегматитов; 9 - тела и жилы гранулированного кварца; 10 – заболоченные участки; 11 - элементы залегания пород.

Помимо картирования на данной территории проводили исследования многие уральские геологи. Среди них нужно отметить А.Д. Мушкетова, К.И. Постоева, Б.М. Роненсона, В.Я. Левина, А.Г. Баженова, В.О. Полякова, В.И. Ленных, А.А.Леванова, А.Д. Рассказову, В.А. и В.И. Поповых, Е.П. Макагонова, Е.В. Медведеву. При составлении геологической карты-схемы Миассово-Таткульского участка, мы учитывали данные многих из упомянутых исследователей.

Как следует из государственной геологической карты масштаба 1:200000 [40], на данной территории развиты породы кыштымской толщи. От кварцитосланцевых толщ сайтовской серии она отличается наличием заметного количества амфиболитов в разрезе и существенной гнейсовой составляющей. Согласно представлениям А.С. Варлакова [25], метагипербазиты (по мнению этого автора, также имеющие пластовую природу) здесь представляют реликты энстатит-оливиновых пород, метаморфически преобразованных в энстатитовые и энстатит-антофиллитовые породы. Граница между кыштымской и сайтовской свитами на геологической карте В.В. Юрецкого [39] проводится по реке Кылы.

При подробном геологическом картировании нами установлены следующие факты. По типу вмещающих пород толща, обнажающаяся на исследуемой территории, имеет двучленное строение. Нижняя (западная – по расположению на карте) часть складывается мелкозернистыми биотитовыми плагиогнейсами (кристаллосланцами) с маркирующими горизонтами скаполитовых пород. Кварциты, в том числе и графитистые, встречаются и здесь, но в основном образуют отдельные маломощные прослои среди гнейсов.

Вблизи тектонической границы с еланчиковской толщи, гнейсы имеют признаки тектонического дробления в виде маломощных зон милонитизации и наличия фрагментов будинированных пегматитовых и катаклазированных кварцевых жил, что подтверждает сдвиговый характер этой границы.

Горизонты плотных биотитовых гнейсов с хорошо заметной плитчатой пластовой отдельностью образуют низкие протяженные гряды, прослеживаемые на многие сотни метров. Общее залегание структуры имеет восточное падение с углами порядка 40-50°, которое в северной части участка сменяется, с уменьшением углов падения, на юго-восточное. Общая мощность гнейсовой части на описываемом участке не превышает 400 м, хотя на северном побережье оз. Бол. Таткуль она возрастает до 600 м.

Верхняя (восточная) часть толщи складывается преимущественно графитистыми кварцитами, такими же, как и на Уразбаевском участке. Биотитовые плагиогнейсы образуют редкие прослои среди кварцитов, главным образом вблизи с границей с гнейсовой толщей. Помимо гнейсов, прослои среди графитистых кварцитов образуют различные кристаллосланцы и безграфитовые кварцитовые разности. Граница между гнейсовой и кварцитовой частями кыштымской толщи тектоническая, так как наблюдается срезание ею гнейсовых пластов и маркирующих горизонтов скаполитовых пород, довольно извилистая и, по-видимому, надвигового характера. Ее залегание подчинено общей структуре толщи, ближе к северу участка ее простирание меняется с субмеридионального на субширотное. На северном побережье оз. Бол. Таткуль эта граница тоже прослеживается и имеет меридиональное простирание (рис. 6). На двучленное строение кыштымской толщи на данном участке указывал и А.А. Леванов при исследовании пегматитов Миассово-Таткульского жильного поля [68].

На данном участке также наблюдаются многочисленные тела-включения гипербазитов и амфиболитов. В восточной кварцитовой части толщи преобладают тела метагипербазитов всех разновидностей состава: оливин-энстатитовые, энстатит-антофиллитовые и тремолит-антофиллитовые. Их размеры сравнительно невелики – не более 30-50 м по протяженности длинной оси тела. Более обычны мелкие тела размером 5-10 м в поперечнике, встречаются и небольшие глыбовые выходы. Тела амфиболитов достаточно редки, невелики по размеру (около 5-10 м в поперечнике), различны по составу и часто встречаются независимо от присутствия рядом гипербазитов. Признаки пластовых тел обнаруживаются только у выходов куммингтонитовых и жедритовых кристаллосланцев. Основная же масса выходов амфиболитов имеет изометричную форму и явно чужеродна по отношению к структуре вмещающих пород.

В западной существенно гнейсовой части количество амфиболитов увеличивается. Это наиболее заметно вблизи тектонического контакта еланчиковской и кыштымской толщ, на северо-западе участка вдоль границы Клюквенного болота и на мысу южного берега оз. Бол. Таткуль, называемым "Змеиная горка".

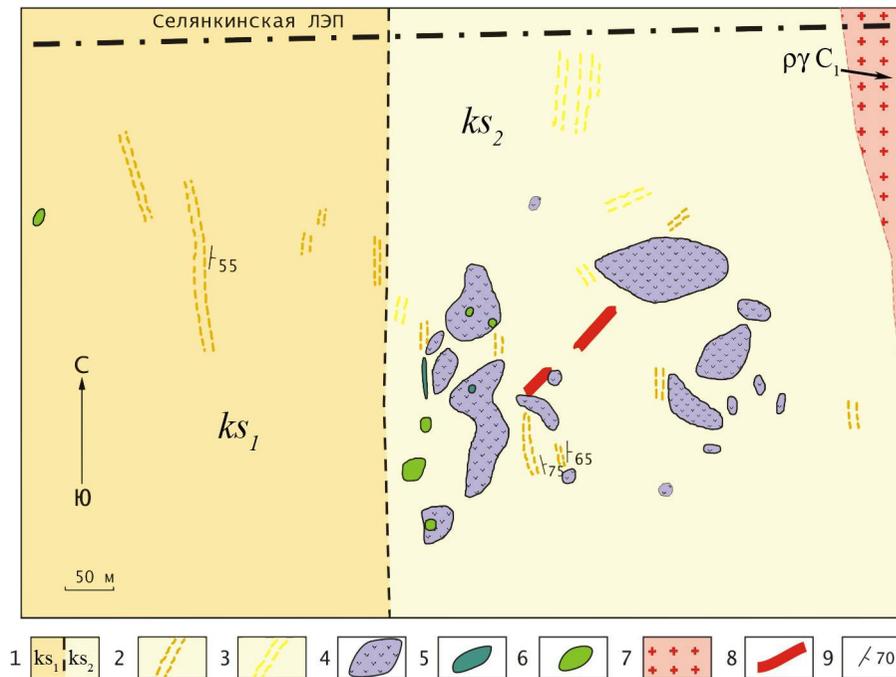


Рис. 6

Геологическая схема участка на северном побережье оз. Бол. Таткуль (квартал 53 Ильменского заповедника). Составлена В. Г. и Е. В. Кориневскими, 2003 г.

1 - вмещающие породы кыштымской толщи: ks_1 - нижняя подтолща (преимущественно гнейсовидные мелкозернистые биотитовые, иногда с гранатом и магнетитом, гнейсы), ks_2 - верхняя подтолща (преимущественно кварциты с отдельными прослоями кристаллосланцев); 2 – прослеженные прослои биотитовых гнейсов; 3 - прослеженные прослои кварцитов; 4 - тальк-тремолит-энстатит-антофиллитовые метагипербазиты; 5 - апатит-шпинелевые горнблендиты с пирротинном; 6 - амфиболиты; 7 - биотитовые граниты; 8 - дайки гранитных пегматитов; 9 - элементы залегания полосчатости пород.

Здесь наблюдаются объемные выходы темно-зеленых роговообманковых амфиболитов, слагающих довольно крупные, изометричные в плане, линзовидные или каплевидные тела, хорошо выраженные в рельефе в виде округлых холмов. Здесь же наблюдаются более мелкие тела черных горнблендитов. Все тела амфиболитов на северо-западе Миассово-Таткульского участка находятся в непосредственном контакте или в окружении выходов энстатитовых гипербазитов.

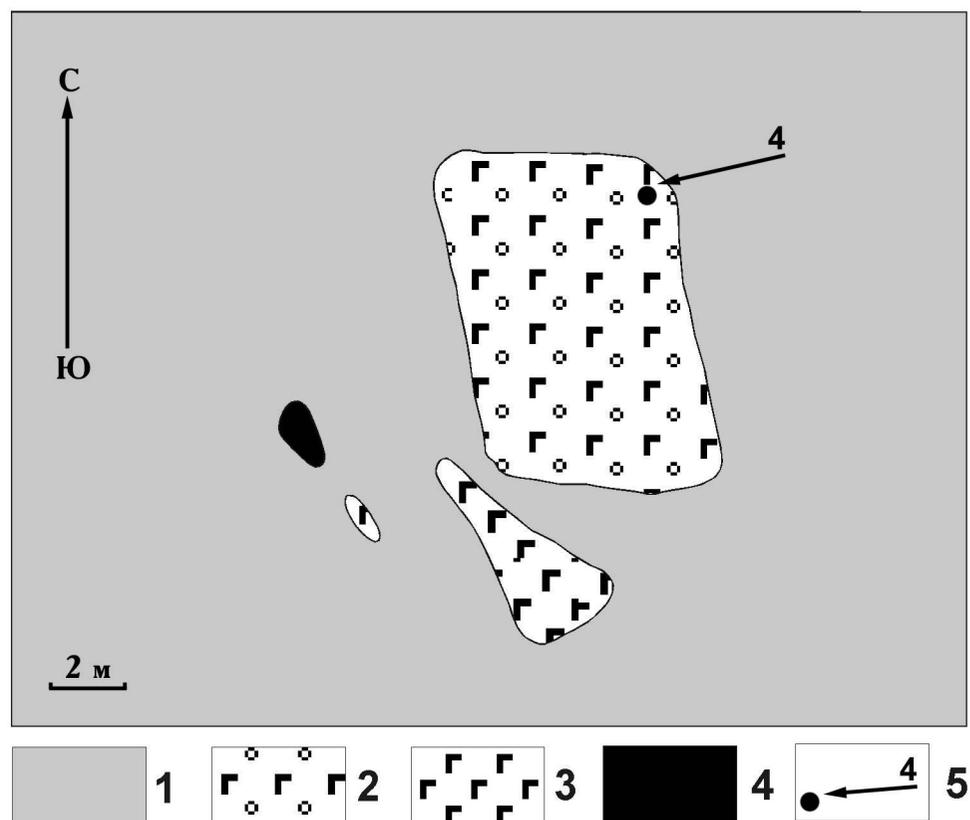


Рис. 7

Зарисовка обрыва южного берега оз. Бол. Таткуль. Кластолиты в метаморфизованном серпентинитовом меланже.

1 – тремолит-антофиллит-оливин-энстатитовые метагипербазиты; 2 – гранатовые амфиболиты с корундом и герцинитом; 3 – безгранатовые амфиболиты; 4 – герцинит-энстатитовая порода; 5 – место отбора и номер пробы амфиболита.

Примечательно, что вмещающих пород рядом с этими амфиболитами нам обнаружить не удалось. Создается впечатление, что тела амфиболитов залегают непосредственно в поле развития гипербазитов. Хорошим тому подтверждением может служить известное обнажение "Гранатовая горка", находящееся на юго-западе участка, на северном берегу курьи Зимник оз. Бол. Миассово. Здесь среди биотитовых кристаллосланцев и плагиогнейсов в непосредственном контакте с крупным телом метагипербазитов наблюдаются глыбы и блоки еще семи различных по составу пород. Кроме того, на южном берегу оз. Бол. Таткуль, в районе копи 232, в береговом обрыве хорошо обнажен фрагмент крупного гипербазитового тела, внутри которого находится несколько блоков различных по составу и размерам амфиболитов (рис. 7). Само же гипербазитовое тело прорывается крупными дайками гранитных пегматитов, в одной из которых и заложена копь 232.

В средней части гнейсовой составляющей разреза кыштымской толщи наблюдаются зоны обогащения биотит-плагиоклазовых гнейсов амфиболом, которые выглядят как прослои биотит-амфибол-плагиоклазовых пород с полосчатой или пятнистой текстурой среди однородных биотитовых плагиогнейсов. Мощность таких прослоев может меняться от нескольких сантиметров до нескольких метров. Эти прослои прослеживаются на несколько десятков метров, после чего либо выклиниваются, либо срезаются тектоническими нарушениями. Именно в этом случае, на наш взгляд, имеет смысл говорить о пластовом залегании амфиболсодержащих пород.

На северном побережье оз. Бол. Таткуль, южнее Селянкинской ЛЭП (а именно по этой ЛЭП описан один из стратотипических разрезов кыштымской толщи [69, 39]) в гнейсовой части разреза толщи нами не обнаружено заметного количества тел-включений гипербазитов и амфиболитов, хотя севернее ЛЭП среди плагиогнейсов находится крупное изометричное тело гранатовых амфиболитов. Тем не менее, небольшие выходы метагипербазитов и амфиболитов в этом районе нами наблюдались, так же, как и прослои полосчатых амфиболовых плагиосланцев среди биотитовых гнейсов. В кварцевой части разреза кыштымской толщи на северном побережье оз. Бол. Таткуль наблюдаются несколько крупных (до 150 м в длину) тел энстатитовых метагипербазитов, часть из которых содержит блоки-включения различных по составу амфиболитов. Такие же амфиболиты в виде самостоятельных тел обнаружены нами в непосредственной близости от гипербазитов, вблизи

меридиональной границы между гнейсовой и кварцевой частями разреза кыштымской толщи. С востока эта толща срезается биотитовыми гранитами уразбаевского гранитного массива. Эти же граниты ограничивают площадь развития кыштымской толщи на юго-востоке Миассово-Таткульского участка.

САВЕЛЬКУЛЬСКИЙ УЧАСТОК

Савелькульский участок находится на южном побережье оз. Савелькуль, примерно в 600 м северо-западнее вершины г. Савелькуль – наиболее заметной высоты в данном районе. Он расположен на площади Савелькульского месторождения антофиллит-асбеста, который впервые был обнаружен и описан здесь К.И. Постоевым в 1945 г [22], а затем это месторождение обследовалось геологами Миасской партии [70] и сотрудниками МГРИ И.Ф. Романовичем и Т.А. Смирновой [44]. Согласно сводке А.С. Варлакова [25] месторождение находится в поле развития кыштымской толщи, сложенной биотитовыми гнейсами, графитистыми кварцитами и амфиболитами, которые прорываются гнейсогранитами чашковского типа и гранитами Кисегачского массива.

Исследованный нами участок представляет собой своеобразное "окно" среди выходов кисегачских гранитов, которые окружают его по всему периметру (рис. 8). Размер участка – примерно 250 x 150 м. Основную его площадь занимают выходы метагипербазитов. Коренные обнажения их невелики, главным образом это небольшие глыбовые выходы на вершинах слабо выраженных холмов и гривок. Однако они повсеместно вскрываются в многочисленных канавах и шурфах, оставшихся со времен производства здесь поисково-разведочных работ.

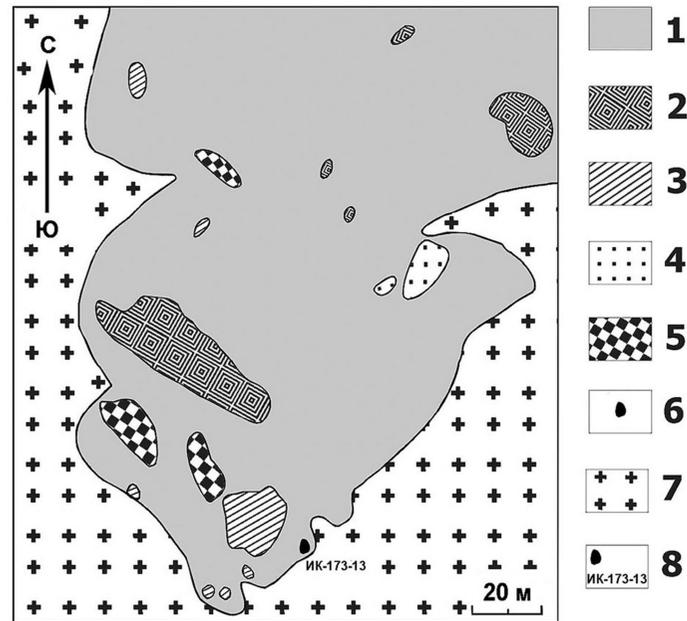


Рис. 8

Геологическая схема Савелькульского участка. Составлена В.Г. и Е. В. Кориневскими, 2001 г.

1-оливин-энстатит-тремолит-антофиллитовые метагипербазиты (метаморфизованный серпентинитовый меланж); 2-6 – блоки амфиболитов в метаморфизованном меланже: 2 - гранат-диопсидовых, 3 - безгранатовых диопсидовых, 4 - клиноцоизитовых, 5 - хлоритизированных меланократовых, 6 - шпинель-фассаитовых; 7 - биотитовые граниты; 8 - место отбора фассаитовых пород (габбро и амфиболитов), их номер.

Изучение этих обнажений показало, что метагипербазиты достаточно разнородны по составу и представлены практически всеми своими разновидностями: энстатит-оливиновыми, энстатит-антофиллитовыми и антофиллит-тремолитовыми. Сильная задренованность участка не позволяет выявить морфологию тел метагипербазитов, но по литературным данным можно предположить, что здесь имеет место скопление множества различных по размеру и составу гипербазитовых тел, некоторые из

которых имеют зональное строение. По сведениям А.С. Варлакова [25] размеры тел могут меняться от первых дециметров до 20-50 метров. В ядрах зональных тел как правило залегают энстатитовые или оливин-энстатитовые породы, а их периферию слагают энстатит-антофиллитовые и тремолит-антофиллитовые разности. Размеры и мощность отдельных зон непостоянны, некоторые зоны часто выпадают.

Подобные скопления мелких гипербазитовых тел на существующих картах обычно объединяются в единые крупные тела, поэтому, составляя схему данного участка, мы поступили так же.

Граница поля развития гипербазитов с вмещающими графитистыми кварцитами наблюдается на самом севере и северо-западе участка и на схеме не показана, так как находится за ее пределами. Графитистые кварциты светло- и темно-серые, полосчатые, содержащие горизонты обогащения гранатом и биотитом, смяты в мелкие пloyчатые складки. Подобными кварцитами целиком сложена гора Савелькуль, на склоне которой также наблюдаются изометричные и линзовидные тела гипербазитов, залегающие среди кварцитов и содержащие внутри себя блоки габброидов, горнблендитов и амфиболитов.

Биотитовые гнейсы, характерные для нижней части разреза кыштымской толщи, на этом участке не обнаружены, но они присутствуют в данном районе – их граница с кварцитами проходит северо-восточнее описываемого участка.

Савелькульский участок наиболее интересен тем, что здесь, на сравнительно небольшой площади, в поле развития гипербазитов нами обнаружено 17 тел пяти разновидностей амфиболитов. Как видно из приведенной схемы, все они имеют разные размеры и размещены хаотично, что исключает возможность говорить об их первично пластовом залегании. Самое крупное тело гранат-диопсидовых амфиболитов имеет длину 58 м и 20 м в поперечнике. Кроме того, здесь присутствуют тела горнблендитов (апатитовых, гранатовых, шпинелевых), габброидов (фассаитовых, паргасит-фассаитовых, геденбергитовых и др.), безгранатовых диопсидовых амфиболитов, клиноцоизитовых амфиболитов, хлоритизированных меланократовых роговообманковых амфиболитов и одно маленькое тело шпинель-фассаитовых амфиболитов. По своему строению Савелькульский участок напоминает поля развития гипербазитов на мысу Змеиная горка и района копи 232 на южном побережье оз. Бол. Таткуль. Однако, если последние находятся в окружении биотитовых гнейсов, то савелькульское поле залегает среди толщи графитистых кварцитов и обладает при этом наибольшим разнообразием амфиболитовых блоков-включений.

СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ТЕЛ МЕТАГИПЕРБАЗИТОВ И МЕТАБАЗИТОВ, ИХ ВЗАИОТНОШЕНИЯ С
ВМЕЩАЮЩИМИ ТОЛЩАМИ
МЕТАГИПЕРБАЗИТЫ

Как следует из приведенного обзора участков развития кварцито-сланцевых толщ ИК, тела метагипербазитов и связанные с ними блоки-включения амфиболовых пород обычны и характерны для кыштымской толщи и отложений сайтовской свиты. В отложениях верхней части разреза сайтовской серии – игишской толщи таких тел нет, хотя состав и облик вмещающих пород – графитистых кварцитов мало отличим от аналогичных пород нижних частей разреза названной серии.

Тела метагипербазитов отличаются сложным строением и различным составом. Чаще всего они представляют собой либо отдельные изолированные блоки изометричной формы, либо скопления таких блоков-глыб, зачастую различного состава (рис. 9). В пределах крупных тел такие глыбы иногда разделены между собой своеобразной прокладкой из мелкозернистых тальк-хлоритовых сланцев, которая образовалась скорее всего в результате метасоматоза (хлоритизации) включений амфиболитового состава.

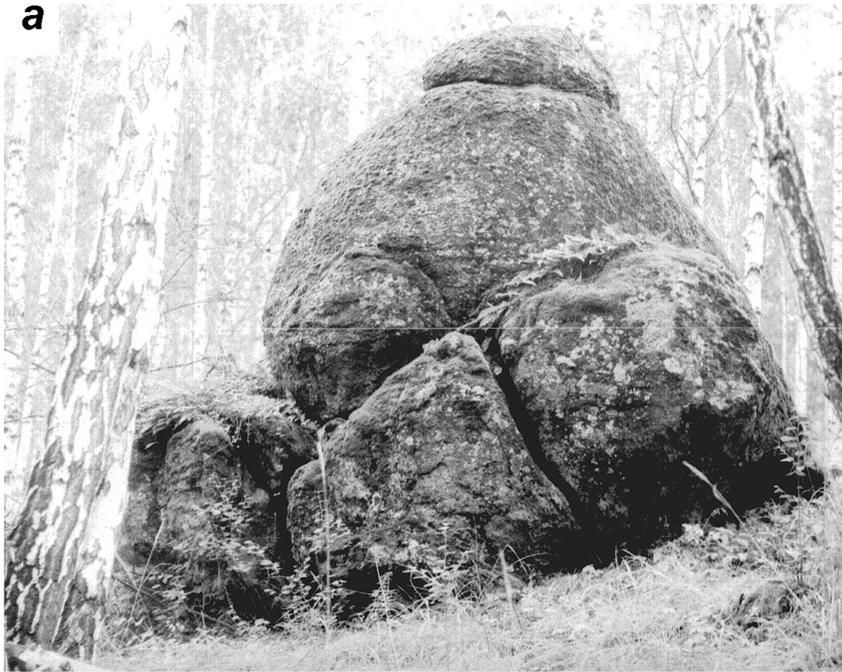


Рис. 9

Форма изолированных тел гипербазитов, залегающих в метаосадочных породах сайтовской серии на Уразбаевском участке: а – массивные тела, часто изометричные, б – тела с плитчатой отдельностью.

Часто такие хлоритизированные породы образуют линзовидные прослои более 1 м в длину по простиранию крупных тектонических трещин, разбивающих гипербазитовые тела (рис. 10).

Как уже отмечалось ранее, по составу метагипербазиты разделяются на оливин-энстатитовые, энстатит-антофиллитовые и антофиллит-тремолитовые. Наиболее распространены существенно антофиллитовые разновидности, но в нижних частях разреза кыштымской толщи преобладают энстатитовые метагипербазиты. Породы часто имеют пятнистую текстуру, особенно хорошо заметную на выветрелых поверхностях.



Рис. 10

Линза хлоритовых сланцев среди антофиллитовых пород. Уразбаевский участок.

Пятнистость обусловлена разными размерами звездчатых сферолитов антофиллита и включениями таблитчатых зерен энстатита. Кроме того, энстатитом могут быть сложены целые линзы и полосы среди антофиллитовых пород. В существенно

энстатитовых разностях наблюдаются рыжие изометричные пятна выветрелых зерен оливина. В телах антофиллитовых метагипербазитов часто наблюдается плитчатость, обусловленная наличием полос различных по размеру сферолитовых выделений антофиллита. Наиболее крупные сферолиты достигают 5 см в диаметре. По наблюдениям К.И. Постоева [22] и В.А. Попова [71] энстатит-оливиновые породы обнаруживают признаки синхронного образования указанных минералов. В.А. Попов показал [71], что крупносферолитовые оливин-энстатитовые породы аналогичны по условиям образования (кристаллизация в полостях) своеобразным телам ультраосновных пегматитов, обнаруженных О.К. Ивановым среди дунитов и гарцбургитов платиноносной формации. Эти данные еще раз подтверждают олистолитовую природу мелких крупно- и гигантозернистых оливин-энстатитовых пород, которые нередко наблюдаются среди кварцитов кыштымской толщи.

Пластовая отдельность выражена фрагментарно, при этом поверхность напластования часто совпадает с границами прослоев различных по размеру зерен фаций гипербазитов. Замеры пластовой отдельности показали, что в больших гипербазитовых телах такие пласты образуют крупные брахиморфные складки с амплитудой порядка 10-15 м (рис. 11).

Залегание этих складок часто не совпадает с общим залеганием пластов вмещающих пород, крылья складок срезаются границами гипербазитовых тел, а их замки часто разбиты перистыми системами разрывных нарушений. Кроме того, в пределах одного тела наблюдаются тектонические смещения пластов надвигового характера относительно друг друга, со срезанием нижележащих пластов. Во вмещающих породах ни складчатость, ни разрывные нарушения не наследуются и не прослеживаются.

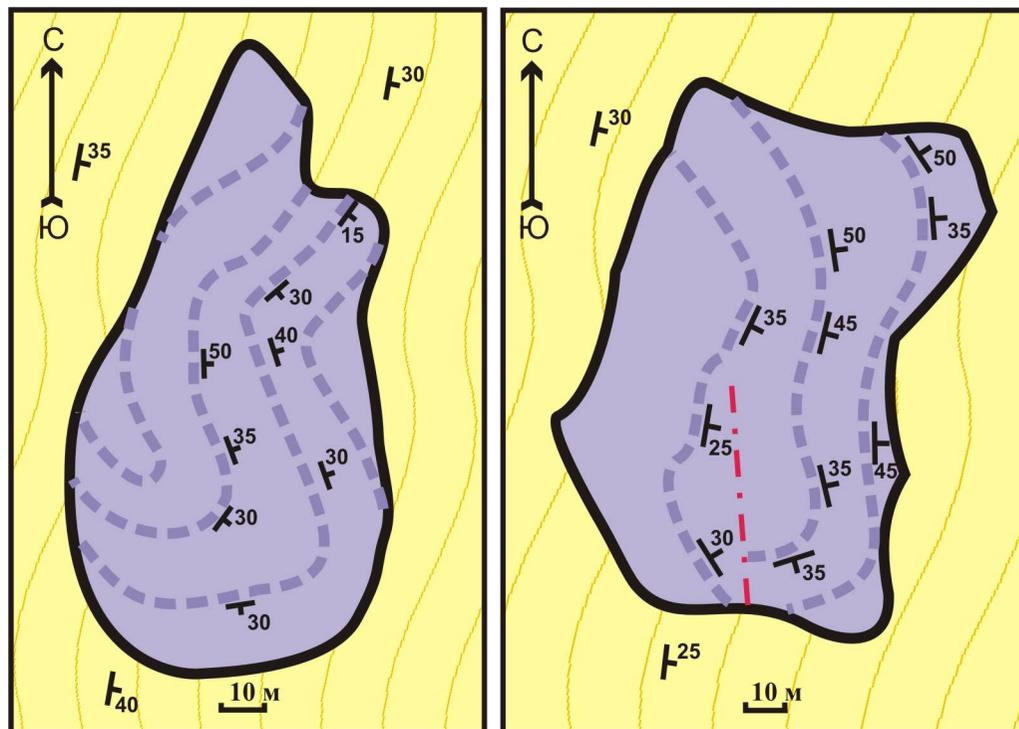


Рис. 11

Проявление складчатости в телах гипербазитов.

А – тело энстатит-антофиллитовых гипербазитов; Б – тело тремолит-антофиллитовых гипербазитов

Контакты гипербазитовых тел с вмещающими породами резкие, несогласные. В карьере Тайгинского месторождения графита хорошо видно, что мелкие тела гипербазитов облекаются гнейсовыми прослоями (рис. 12). Примечательно, что составы даже соседних глыб при этом могут быть различны (антофиллитовые, энстатит-антофиллитовые), и они чередуются с глыбами-включениями амфиболитов, также разного состава.

Включения метагипербазитов в гнейсах Тайгинского месторождения известны многим [15], но они традиционно считались будинированными частями единых пластовых тел. Присутствие в одной пачке гнейсов отличающихся по минеральному составу, размерам и морфологии (уплощенные, шаровидные, дисковидные) включений метагипербазитов,

сменяющихся по простиранию глыбками разнородных амфиболитов противоречит предположению о наличии здесь будинированных частей единого пластового тела гипербазитов. В отдельных случаях на контакте гипербазитов и кварцитов наблюдается маломощная (2-3 м) зона мелкозернистых тальк-хлоритовых сланцев, аналогичных тем, что слагают "прокладки" между глыбами гипербазитов в крупных скалистых выходах.



Рис. 12

Облекание мелкого тела гипербазитов биотитовыми гнейсами в карьере Тайгинского месторождения графита.

Подавляющее большинство выходов гипербазитовых тел имеют в плане изометричную форму. Некоторые крупные глыбы имеют шаровидный облик. По данным горных работ на Савелькульском месторождении антофиллит-асбеста метагипербазиты выклиниваются на глубине, сопоставимой с их поперечником в плане, т.е. в нескольких метрах, либо их десятках (рис. 12). Какую-либо упорядоченность в их размещении нам обнаружить не удалось. Тела метагипербазитов распределены хаотично, вне

зависимости от их состава и размеров. Однако в пределах всего разреза кварцито-сланцевых толщ рой-скопления гипербазитовых блоков группируются в пределах нескольких прерывистых горизонтов, мощность которых сильно варьирует по простиранию.

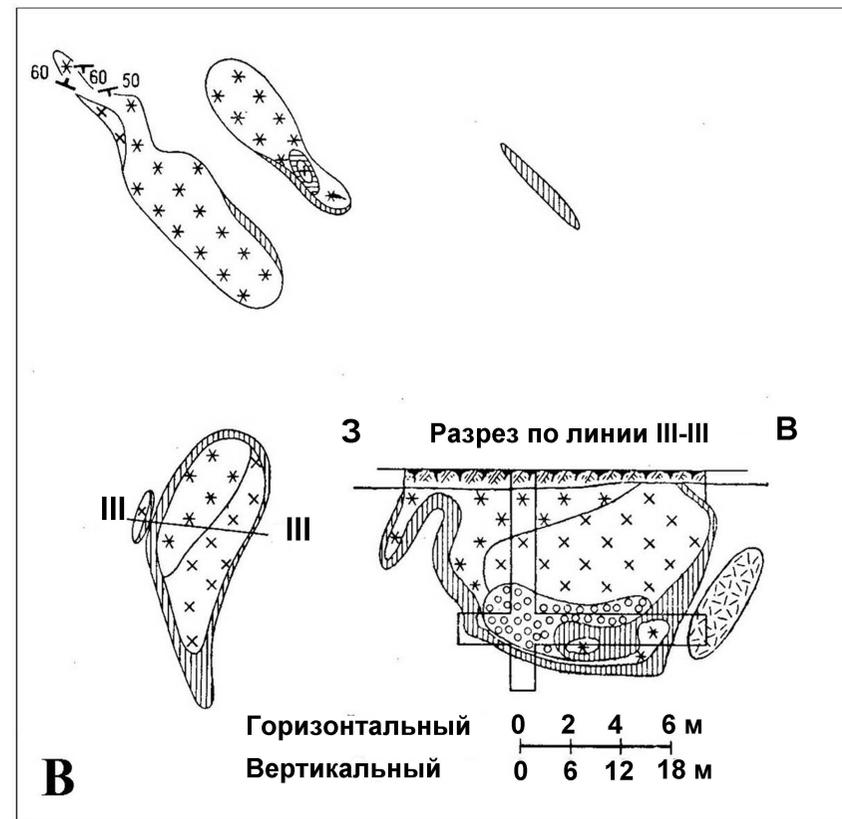
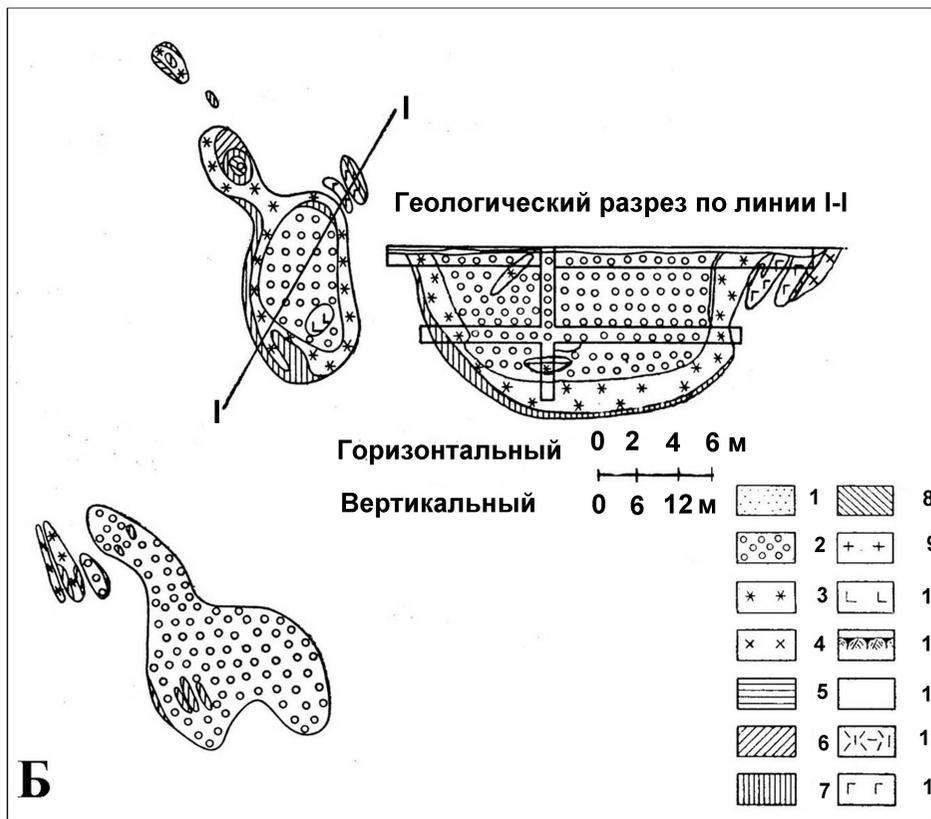


Рис. 13

Геологические разрезы через мелкие асбестоносные тела метагипербазитов Савелькульского месторождения (по [44])

1 - пироксеновые породы; 2 - пироксеновые и пироксен-антофиллитовые породы асбестизированные; 3 - антофиллитовые, актинолит-антофиллитовые породы асбестизированные; 4 - актинолитовые породы; 5 - тальковые породы; 6 - хлоритовые породы; 7 - вермикулитовые породы; 8 - биотитовые породы; 9 - граниты; 10 - жильный кварц; 11 -почвенно-растительный слой; 12 - гранито-гнейсы, кварциты, инъецированные гранитами, пегматитами, кварцевыми жилами; 13 - биотитовые гнейсы и кварциты с инъекциями гранитов; 14 - амфиболиты

Такое размещение тел метагипербазитов традиционно объясняется их возникновением при будинаже тонких пластовых тел, залегавших согласно с вмещающими их кварцитами и гнейсами. Из этого допущения следовало заключение о наличии здесь толщ переслаивания метаосадков и метагипербазитов, выделяемых в сайтовский офиолитовый комплекс. Мы полагаем, что приведенные данные о морфологии тел метагипербазитов, их бескорневой характер, изометричная и линзовидная форма выходов, а также то, что крупные тела метагипербазитов представляют собой либо скопление тектонически сближенных, различных по составу глыб, либо фрагменты сложнодислоцированных складчатых структур, - все это противоречит представлениям о форме тел, возникающих при будинаже пластовых образований.

Как известно, при этом образуется серия субпараллельных цилиндрических тел, размещенных в плоскости пласта и обладающих соизмеримыми поперечниками. Ничего подобного в Ильменах ни на одном из описанных участков мы не видим. Если вспомнить, что непосредственно рядом с метагипербазитами, нередко в тесном соприкосновении с ними, часто наблюдаются другие породы в тех же формах (блоки, глыбы), то становится ясным, что все эти разобщенные тела разных размеров и конфигураций не могли возникнуть при будинаже единых пластовых тел. В этом смысле показательно известное в Ильменских горах обнажение "Гранатовая горка" на северном берегу оз. Бол. Миассово, где на протяжении всего 7 метров можно видеть в непосредственном соприкосновении блоки-глыбы размером от 0.5 м и более таких разнородных пород, как оливин-энстатитовые метагипербазиты, биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, граниты, горнблендиты. Естественно, что эту "геологическую свалку" будинированием одного пласта не образует.

Как оказалось, тела метагипербазитов одинаково широко распространены как в кыштымской толще ИК, так и в отложениях сайтовской свиты. В обоих случаях их петрографический состав близок (преобладают антофиллитовые породы, особенно вблизи выходов гранитов). В отложениях сайтовской свиты, слагающих Уразбаевский участок, мы обнаружили и оливин-энстатит-антофиллитовые породы, которые считались характерными лишь для кыштымской толщи. В то же время наличие здесь антофиллит-тремолитовых гипербазитов дало основание А.С.Варлакову выделять на данном участке аракульскую свиту, которая по данным других исследователей здесь отсутствует. По нашему мнению в стратиграфически различных толщах ИК залегают одинаково измененные гипербазиты, что заставляет отказаться от применения т.н. "офиолитового критерия" А.С. Варлакова [25] для определения стратиграфического положения вмещающих их толщ.

МЕТАБАЗИТЫ

Метабазиты в виде различных амфиболитов играют важную роль при определении стратиграфического облика кварцито-сланцевых толщ ИК. По разным данным [39, 69] в разрезе кыштымской толщи содержание амфиболитов достигает 35-36%, в нижней части разреза сайтовской толщи амфиболиты слагают 80-90% его объема, а в верхней части разреза их содержание падает до 28-55%, но тоже весьма значительно. Так же, как и метагипербазиты, амфиболиты практически отсутствуют в аракульской и игишской толщах. Один из стратотипических разрезов кыштымской толщи был описан к востоку от р. Калтырмы по линии Селянкинской ЛЭП, которая ограничивает с севера участок, исследованный нами на северном побережье оз. Бол. Таткуль.

Наши исследования описанных выше участков распространения кварцито-сланцевых толщ, показали, что пространственно амфиболитовые тела тесно связаны с выходами метагипербазитов, а количество их в разрезах кыштымской толщи и сайтовской свиты очень невелико.

На Уразбаевском участке нами обнаружено всего около 10 мелких (0.3-15 м в поперечнике) выходов амфиболитов. Большая их часть располагается в окружении метагипербазитов и лишь небольшое число – среди кварцитов, но, опять же, в местах повышенной концентрации гипербазитовых тел. На территории Миассово-Таткульского участка подобные обнажения амфиболитов встречены среди гранатсодержащих плитчатых биотитовых гнейсов. Более крупные обнажения разнообразных по минеральному составу амфиболитов обнаружены в поле развития метагипербазитов Савелькульского участка. Они присутствуют

в виде хаотически расположенных изометричных, брусковидных мелких тел амфиболитов среди метагипербазитов. Морфология амфиболитовых блоков, разнообразие их составов, нахождение их внутри метагипербазитов - все это свидетельствует об их ксеногенной природе и делает бессмысленными все попытки реконструкции некогда единых пластовых тел, переслаивавшихся с осадочными породами.

Выдержанные пластовые тела гранатовых амфиболитов наблюдались нами в карьере Тайгинского месторождения графита. Вместе с тем, поблизости от этих пластовых тел присутствуют, наряду с блоками метагипербазитов, мелкие тела амфиболитов, отличные по составу от пород, слагающих пласты. В частности, амфиболиты из включений не содержат граната, амфибол в них представлен магнезиальной роговой обманкой. Амфиболиты пластовых тел, напротив, содержат в больших количествах пиропистый гроссуляр-альмандин, амфибол в них по составу соответствует чермакиту. Таким образом, на примере Тайгинского месторождения видно, что пластовые тела амфиболитов в апоосадочных толщах прекрасно сохраняются до сегодняшнего дня там, где они действительно есть и не требуют для доказательства своей пластовой природы привлечения сложных и надуманных схем тектонического будинажа.

Во всех случаях границы амфиболитов с вмещающими их метагипербазитами резкие. В экзоконтактовых частях тел амфиболитов в некоторых случаях располагается кайма мелкочешуйчатого агрегата клинохлора, нередко с длинными идиоморфными зёрнами чермакита, или с крупными метакристаллами пиропистого гроссуляр-альмандина (рис. 14).



Рис. 14

Схема обнажения крупного кластолита гранат-паргасит-клинохлорового амфиболита в гипербазитах. Северный берег оз. Бол. Миассово.

1 - гранат-паргасит-клинохлоровый амфиболит; 2 - кайма мелкочешуйчатого агрегата клинохлора с длинными идиоморфными зернами чермакита 3 - тремолит-антофиллитовые породы.

На Уразбаевском участке в экскаваторной канаве (рис. 15) можно было наблюдать, что в хлоритизированных и вермикулитизированных метагипербазитах находятся прочные округлые тела массивных амфиболитов, которые окружены тонкой каймой вермикулитовой породы. Видимо линзовидные обособления мелкозернистой клинохлоровой породы среди некоторых выходов метагипербазитов также могут представлять собой нацело измененные включения амфиболитов. В большинстве же случаев на границе метагипербазитов и амфиболитов сколько-нибудь заметной каймы пород иного состава не наблюдалось.

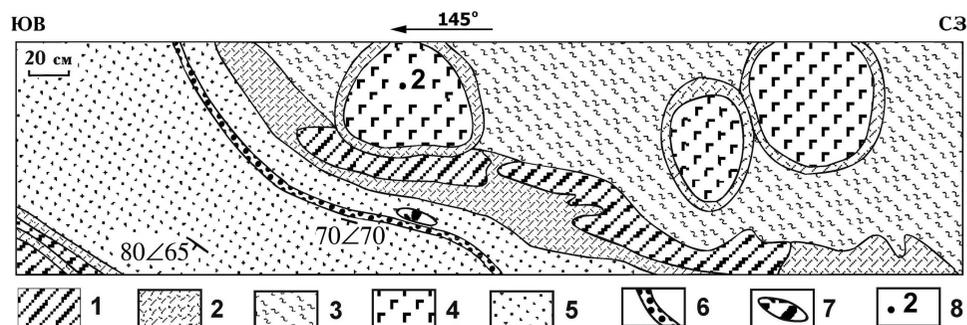


Рис. 15

Зарисовка дна экскаваторной канавы севернее дер. Уразбаево. Округлые кластолиты амфиболитов в метаморфизованном и дислоцированном серпентинитовом меланже.

1 - тальк-тремолит-антофиллитовая порода; 2 - вермикулитовая порода; 3 - апогипербазитовый хлоритовый сланец с примазками графита; 4 - включения корундсодержащих гранатовых клиноцоизитовых и цоизитовых анортитовых амфиболитов; 5 - рыхлый биотитовый жедрит-куммингтонитовый кристаллосланец с гранатом, ставролитом и кианитом; 6 - тонкие пропластки

графитистых кварцитов; 7 - включение диопсидового куммингтонит-чермакитового кристаллосланца с рутилом; 8 - место отбора и номер пробы гранатового амфиболита.

Внутреннее строение тел амфиболитов характеризуется относительной однородностью. Чаще всего преобладают массивные текстуры и неравномернозернистые структуры, для которых характерно отсутствие линейности в распределении удлиненных призм амфибола, изометричные очертания зерен плагиоклаза, слагающих участки мостовидной (торцовой) структуры. Иногда удлиненные лейсты цоизита образуют подобие офитовой микроструктуры. Порфирировидные выделения в амфиболитах обычно представлены зернами граната, реже – корунда.

Таким образом, наибольшее число выходов амфиболитов в пределах изученных участков ИК представляют собой глыбы-включения в метагипербазитах. Вместе с тем отдельные тела амфиболитов, равно как и гипербазитов, заключены непосредственно в пачках графитистых кварцитов (рис. 16) или в биотитовых гнейсах. Их границы с вмещающими метаосадками резкие. Амфиболиты в краевых частях тел как правило не имеют заметных следов вторичного изменения, а в прилегающих к ним кварцитах наблюдалось появление полос, обогащенных биотитом, чермакитом и куммингтонитом. Во всех коренных обнажениях кварцитов на изученной площади нередко видны складки различных порядков, в том числе и изоклиналильные, но участков интенсивного дробления и зон бластомилонитизации в них не отмечено.

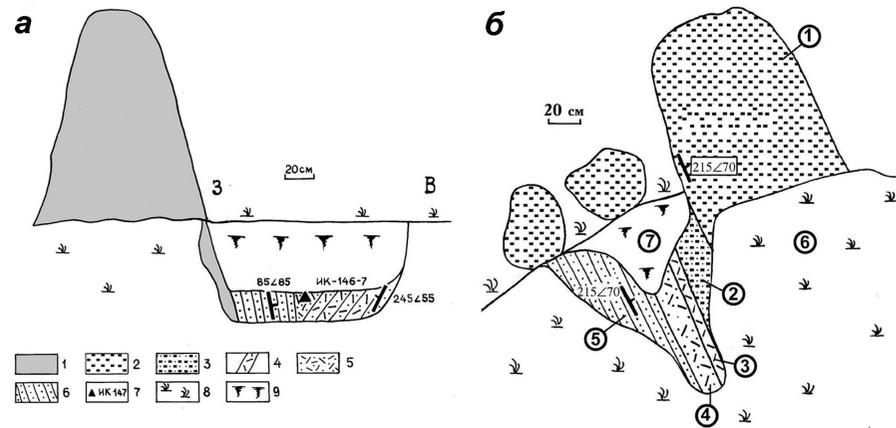


Рис. 16

Зарисовки стенок шурфов, вскрывших вмещающие породы для олистолитов метагипербазитов (а) и metabазитов (амфиболитов) (б). Междозерье Ынышко - Б. Таткуль, гребень высоты 363.8 м.

1 - энстатит-антофиллитовая порода; 2 - амфиболиты; 3 - выветрелые амфиболиты; 4 - гранатовые кварциты с куммингтонитом, чермакитом и биотитом; 5 - рыхлая вермикулитовая порода; 6 - гранатовые графитистые кварциты; 7 – места отбора проб; 8 - задернованные участки; 9 - почвенный слой.

Основываясь на вышеизложенных данных, полученных в результате детального изучения участков распространения кварцито-сланцевых толщ Ильменогорского комплекса, мы установили, что тела метагипербазитов образуют горизонты хаотических скоплений в районах развития апоосадочных кварцито-сланцевых толщ. Бескорневой изометричный морфологический облик этих тел, широкие вариации их размеров, разнообразие состава слагающих их пород, наличие фрагментов складчатых структур этих тел, не согласующихся с общей структурой вмещающей толщи, ассоциация с подобными телами разнообразных metabазитов, резкие колебания мощности таких горизонтов по простиранию не позволяют интерпретировать такие скопления как фрагменты некогда единых согласно залегающих пластовых тел. Векторные модели процессов многофазного будинажа - тектонического дробления подобных тел и разупорядочивания получившихся фрагментов, предлагаемые различными авторами, представляются чрезмерно сложными и запутанными, к тому же они никак не объясняют

пестроту составов сближенных блоков метагипербазитов и особенно метабазитов, а также разнообразие их размеров. В тоже время, если предположить олистостромовый механизм образования этих горизонтов, описанный во второй главе данной работы, то все возникающие противоречия объясняются просто и логично. Из этого следует еще один важный вывод: тела метагипербазитов и метабазитов не являются составной частью разрезов кварцито-сланцевых толщ ИК. Это, в свою очередь делает несостоятельным тезис о выделении т.н. сайтовской офиолитовой ассоциации рифейского возраста.

С этой точки зрения мы можем констатировать, что на исследованных участках литологический состав кварцито-сланцевых толщ не соответствует их описанию в официальных схемах [39, 69]. Наибольший объем вмещающих пород в кыштымской и сайтовской толщах слагается практически неразличимыми графитистыми кварцитами, а биотитовыми гнейсами сложена лишь нижняя часть кыштымской толщи.

Тела различных по составу метагипербазитов одинаково широко распространены в той и в другой толще, а потому «офиолитовый критерий» выделения толщ по составу гипербазитов и степени их метаморфизма [25] в данном случае не работает. В стратотипическом описании явно преувеличена роль амфиболитов. Как следует из наших наблюдений, амфиболитами сложены главным образом чужеродные блоки, пространственно тяготеющие к полям развития гипербазитов, а потому эти амфиболиты должны быть исключены из разреза кварцито-сланцевых толщ. Отдельные горизонты обогащения амфиболом биотитовых гнейсов в нижней части кыштымской толщи не дают заявленного в стратотипе процентного соотношения пород. Тектонический характер границ между гнейсовой и кварцитовой частью разреза кыштымской толщи, признаки тектонического воздействия на вмещающие породы вблизи этих границ, позволяют предположить, что мы имеем дело с набором разнородных тектонических пластин, а не с единым непрерывным разрезом согласно сменяющихся друг друга апоосадочных толщ.

Таким образом, вызывает большие сомнения корректность выделения различных кварцито-сланцевых толщ в пределах сланцевого обрамления Ильменогорского комплекса. Это выделение основано на различных соотношениях содержания в разрезах КСТ метагипербазитов и метабазитов, но если убрать последние из разреза, то останутся лишь практически неразличимые графитистые кварциты, характерные для всех выделенных толщ. Более верным следует считать уже приводившееся выше предположение о существовании некогда единой метаосадочной терригенной толщи с глыбовыми горизонтами микститового

характера в нижней и средней части разреза. По нашему мнению в состав единой толщи следует включить все кварцито-сланцевые отложения толщ сайтовской серии и кыштымской толщи. В результате палеозойской коллизии эта толща была расчешуирована на ряд тектонических пластин, каждая из которых испытала разную степень метаморфизма. Гнейсовая часть разреза кыштымской толщи представляет собой пример пластины, испытавшей более сильный метаморфизм по сравнению с кварцитовыми пластинами Нижняя часть кыштымской толщи со значительной амфиболитовой составляющей, описанная в стратотипическом разрезе в районе г. Кыштыма и не присутствующая на изученных нами участках, является обособленной, самостоятельной толщей [72] и, скорее всего, находится на более низком стратиграфическом уровне

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ЧУЖЕРОДНЫХ БЛОКОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЧУЖЕРОДНЫХ БЛОКОВ И ИХ КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ

Изучение вещественного состава пород чужеродных блоков проводилось нами с целью определения условий формирования современного облика слагающих эти блоки пород, а также для установления природы возможных протолитов их базитовой части. Поскольку нами принят гравигенно-тектонический механизм формирования хаотических скоплений гипербазитовых и амфиболитовых блоков, возникает закономерный вопрос: какого типа формации принимали участие в формировании обломочной части уразбаевской олистостромы?

Основной объем чужеродных блоков сложен метагипербазитами. Преобладающими среди них являются тремолит-антофиллитовые разновидности, но часть тел сложена энстатит- или оливин-энстатит-антофиллитовыми породами. Эти породы считаются [25] метаморфизованными, а затем подвергнутым кремнекислому метасоматозу членами офиолитовой дунит-гарцбургитовой ассоциации. Среди метагипербазитов нами обнаружены разновидности, где оливины и энстатиты обладают высокой железистостью (20-25 мол. %), а в серпентинитовом меланже Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль встречены блоки свежего облика вебстеритов, шпинелевых клинопироксенитов, анортитовых горнблендитов, биотит-амфиболовых с гиалофаном габбро и фассаитового габбро, что позволяет считать, по крайней мере, часть метагипербазитов Ильмен принадлежащими к другой генетической группе – дунит-клинопироксенитовой, характерной для платиноносных комплексов Урала.

Мировой опыт говорит, что гипербазиты магматических тел не содержат включений инородных пород. Они встречаются лишь в серпентинитовом меланже. Для последнего характерны признаки пластических деформаций. Все это наблюдается в мелких телах метагипербазитов в уразбаевской олистостроме. На этом основании мы считаем их отторженцами древнего метаморфизованного серпентинитового меланжа с включениями амфиболитов. А. Л. Книппер [73, с. 24] особо подчеркнул, что никогда, никем и нигде не наблюдалось кусков осадочных, изверженных или метаморфических пород, как бы впаянных в интрузивные ультрабазиты. Это можно видеть лишь в серпентинитовом меланже. Именно в такой ситуации находятся глыбы экзотических по составу амфиболитов в метагипербазитах Ильмен.

Отсутствие следов интенсивного тектонического дробления и полос бластомилонитов во вмещающих гнейсах и кварцитах не позволяют считать разнообразные блоки и глыбы метагипербазитов, амфиболитов и кристаллических сланцев тектонически выжатыми фрагментами глубинных зон коры Ильменогорского комплекса. Кроме того, сами глыбы-включения глубинных пород в большинстве своем обладают массивными текстурами, кристаллизационная сланцеватость в них проявлена редко (даже в амфиболитах). Структура этих пород неравномернозернистая, нередко габбровая, офитовая, пойкилитовая; между минералами сохраняются первичные взаимоотношения, они имеют признаки синхронного роста, а вторичные минералы по ним практически не развиваются; характерен очень основной состав плагиоклазов (вплоть до чистого анортита); наблюдались многочисленные случаи графических синтаксических прорастаний минералов, характерных для магматических пород. Все эти особенности структур и текстур пород при процессах бластомилонитизации обычно не сохраняются.

Как уже отмечалось выше, амфиболиты слагают сравнительно небольшой объем ксеногенных кластолитов. Большая их часть располагается в окружении метагипербазитов, и лишь небольшое число - среди кварцитов. Анализ морфологии выходов тел метагипербазитов и амфиболитов, характера их размещения в апоосадочной кварцитовой или гнейсовой матрице кыштымской и сайтовской толщ позволили нам высказать представления о наличии в составе Ильменогорского комплекса древней метаморфизованной олистостромовой толщи. Слагающие ее кластолиты метагипербазитов с включениями отличающихся по составу глыб амфиболитов, иногда других пород, в свете современных представлений о строении серпентинитового меланжа складчатых областей [73] можно считать фрагментами пород метаморфизованного серпентинитового меланжа.

СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ ОСИНОВОГО МЫСА – ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ОЛИСТОЛИТОВ УРАЗБАЕВСКОЙ ОЛИСТОСТРОМЫ

Если в составе глыб уразбаевской олистостромы преобладают породы, отсутствующие в окружающих метаморфических толщах, то откуда они здесь взялись? На этот вопрос ответило изучение выходов пород вдоль восточного берега оз. Бол. Ишкуль на Осиновом мысу. Здесь расположен т. н. Ишкульский гипербазитовый массив [25]. Мы установили, что на этом участке обнажается относительно слабо серпентинизированный комплекс, в котором преобладают амфиболовые энстатититы, с более редкими выходам горнблендитов, клинопироксенитов, разнообразных габбро, вебстеритов, родингитов, амфиболитов и других пород. Как показали пройденные нами шурфы, большинство этих пород слагают плотно соприкасающиеся или весьма удаленные друг от друга глыбы угловатых или изометричных очертаний (рис. 9). Серпентинизированные амфиболовые энстатититы слагают основной объем (матрицу) этой обломочной толщи. Остальные породы отличает кайнотипный облик, отсутствие реакционных взаимоотношений между главными минералами, наличие магматических структур, в том числе офитовых, порфиroidных и кумулятивных. Примечательно, что этот набор пород обнажается в пределах меридиональной пластины шириной около 200 м и видимой протяженностью свыше 600 м, уходящей под воды озера (рис. 17).

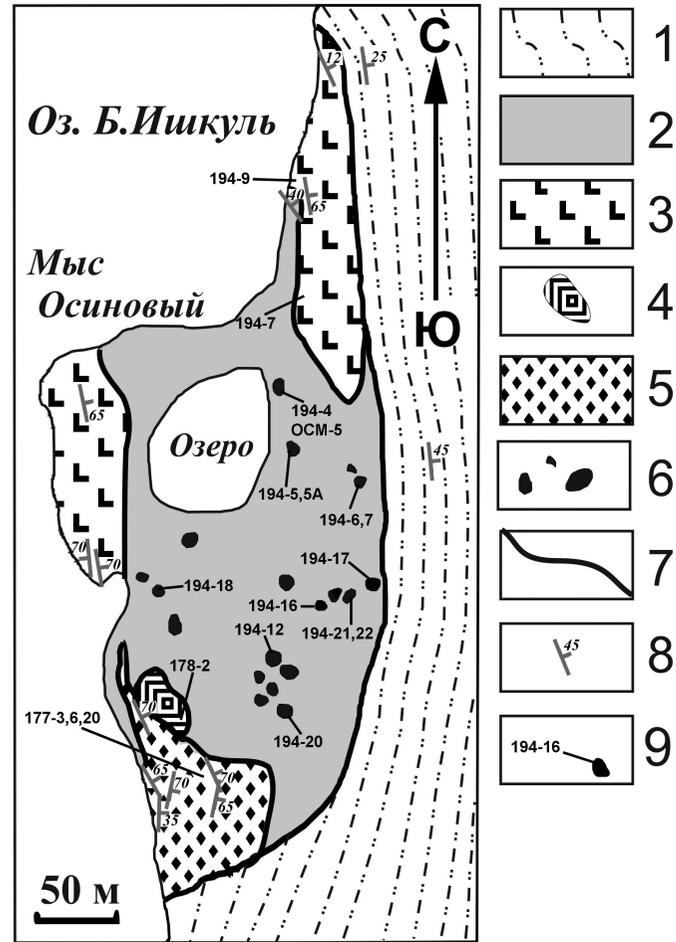


Рис. 17

Геологическая схема участка у Осинового мыса на восточном берегу оз. Бол. Ишкуль. Составлена В. Г. и Е. В. Кориневскими, 2003 г.

1 - гнейсы селянкинской толщи (протерозой); 2 - серпентинитовая матрица меланжа; 3 – кластолиты толщи амфиболитов с прослоями горнблендитов; 4 - кластолит грубозернистых порфиоровидных вебстеритов; 5 - кластолиты толщи переслаивающихся горнблендитов, габбро, пироксенитов, вебстеритов; 6 - мелкие глыбы габбро, горнблендитов, родингитов, пироксенитов в

серпентинитовом меланже; 7 - тектонические границы блоков пород; 8 - элементы залегания полосчатости пород; 9 - места отбора проб пород и их номера.

Эта пластина тектонически перекрыта биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами архейской селянkinской толщи, метаморфизованной в условиях амфиболит-гранулитовой фации [74]. Таким образом, в Ильменогорском комплексе впервые установлено присутствие пластины типичного серпентинитового меланжа. Свежесть слагающих его пород говорит об его относительной молодости по сравнению с окружающими толщами. Существенно важно, что большинство из пород, обнаруженных в виде глыб в меланже на Осиновом мысу, встречены в виде включений в составе блоков метаморфизованного серпентинитового меланжа на Савелькульском участке (рис. 8). В первую очередь – это разнообразные горнблендиты, фассаитовые метагаббро и амфиболиты, энстатититы, оливиниты, пироксениты. Следовательно, можно считать, что источником олистолитов в уразбаевской олистостроме послужили предварительно метаморфизованные в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций породы из пластин серпентинитового меланжа. Породы последнего не содержат фрагментов окружающих толщ, и, видимо, являются отторженцами пород более глубоких частей земной коры, выведенными на поверхность серпентинитовыми протрузиями. О весьма высоких температурах (более 800°C) и давлениях (10-11 кбар) формирования этих пород свидетельствуют данные по минеральным парагенезисам глыб интрузивных фассаитовых пород из меланжа Осинового мыса и их метаморфизованных аналогов у горы Савелькуль. Принадлежность последних к высокотемпературным фациям (гранулитовой) подтверждает и состав слагающих их минералов [58]: амфиболов (паргасита), граната (альмандин-гроссуляра), плагиоклаза (анортита). Состав граната из фассаитового габбро (повышенная магнезиальность и кальциевость) также характеризует высокобарические условия его формирования [75, стр.123]

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ НОВЫХ ПОРОД, ВЫЯВЛЕННЫХ В СОСТАВЕ ИЛЬМЕНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

По содержаниям кремнезема (в ряде случаев менее 44 %) многие из описываемых ниже пород формально должны относиться к ультраосновным [75]. Таковыми являются многие габброиды. Присутствие в их составе больших количеств анортита, кальциевых пироксенов, высокоглиноземистых кальциевых амфиболов и магматического эпидота, сфена – объясняют

такую несбивку важнейших классификационных признаков пород: химического и минерального составов. Из-за особенностей минерального состава (преобладание энстатита или диопсида) отклоняются от ультраосновных пород некоторые горнблендиты или пироксениты. Мы традиционно [75] будем рассматривать габброиды в группе основных пород, а горнблендиты и пироксениты – в группе ультрамафических

ДУНИТЫ И ОЛИВИНИТЫ

Дуниты обнаружены нами в двух точках у северо-западного подножья горы Савелькуль в Ильменском заповеднике (квартал 112), а также на южном побережье оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота. Они представляют собой небольшие тела равномерно-крупнозернистых (1-2 см) существенно оливиновых пород светло-бурого цвета. Прозрачные светлые медово-желтые кристаллы оливина, рассеченные тонкими петельчатыми прожилками серпентиновых минералов, содержат мелкую вкрапленность буровато-черного хромита, отдельные кристаллы энстатита и выделения изумрудно-зеленого тремолита. Оливины принадлежат к разновидностям, характерным для дунитов Таловского и Кемпирсайского массивов Южного Урала (железистость 9.5 %). По замерам К. И. Постоева [22] показатели преломления оливина: $n_g = 1.680-1.690 \pm 0.004$, $n_p = 1.652-1.656 \pm 0.005$, $+2V = 87-89^\circ$. Высокохромистые (до 60.5%) хромиты, содержащие заметные количества Al_2O_3 (6.3%-7.26 %), также обычны для дунитов, а не для метасоматически измененных [25] метагипербазитов. Гнездообразные скопления и прожилки в дунитах слагают магнезит-тальк-клинохлоровые крупнокристаллические агрегаты. Размеры минералов в них достигают 10-15 мм в поперечнике. Прозрачные светло-лиловые пластинчатые кристаллы слюды по составу (табл. 1) отвечают хромовому клинохлору с очень малым углом $2V$, отрицательным удлинением, прямым или почти прямым угасанием, иногда с полисинтетическими двойниками, со слабым двупреломлением (0.006-0.008). По содержанию Cr_2O_3 (2.88%) это самые высокохромистые разновидности клинохлора, известные на сегодня в Ильменских горах. Мягкие белые пластинки талька содержат очень мало железа ($FeO - 1.27\%$). Магнезит, клинохлор и тальк не обнаруживают следов замещения друг друга. Они синхронно отлагались в полостях трещин среди оливиновых зерен. В ближайшем окружении дунитов располагаются изолированные выходы тремолит-антофиллитовых пород и разнообразных амфиболитов, совместно составляющих крупный блок меланжа в кварцевой матрице (рис. 8).

Таблица 1

Химический состав (мас. %) дунитов и минералов из них

Компонент	Порода 1	Оливин		Хромит		Клинохлор		Магнезит		Энстатит	Тальк		Тремолит
		1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	
SiO ₂	41.75	39.33	40.46	0.16	-	29.79	31.51	0.02	-	56.60	57.71	56.94	
TiO ₂	0.02	0.02	-	0.11	0.26	0.01	0.03	0.02	-	0.05	-	0.08	
Al ₂ O ₃	0.93	0.02	-	7.26	6.30	16.55	14.15	-	-	0.88	0.11	3.39	
Cr ₂ O ₃		-	-	56.94	60.50	1.76	2.88	0.04	-	0.14	-	0.61	
Fe ₂ O ₃	3.46	0.34											
FeO	5.53	9.83	9.32	30.46	28.28	2.93	2.59	5.57	5.32	7.38	1.27	2.23	
MnO	0.13	0.13	0.16	0.48	0.50	0.01	-	0.27	0.26	0.22	-	0.06	
MgO	39.08	50.00	49.76	3.52	4.35	32.22	34.85	39.12	41.83	35.54	28.26	22.26	
CaO	2.14	0.02	-	-	-	0.01	-	0.50	0.24	0.11	0.12	12.07	
Na ₂ O	0.13	0.02	-	-	-	0.01	-	0.03	-	0.01	0.10	0.51	
K ₂ O	0.05	0.01	-	0.02	-	0.01	-	-	-	0.01	-	0.08	
H ₂ O ⁺	5.32												
H ₂ O ⁻	0.67												
P ₂ O ₅	0.04												
CO ₂	0.71												
Сумма	99.96	99.72	99.87	100.19	98.95	86.01	83.30	45.57	47.65	100.94	87.57	98.23	
Cr, г/т	505												
Ni, г/т	1953		1750										
Co, г/т	127												

Примечание: 1 – проба Т-20-А –дунит из берегового обнажения на юге оз. Бол. Таткуль (55° 11' 23.1" с. ш., 60° 16' 31.19" в.д.); 2 – проба ИК-185-3 –дуниг из канавы

в привершинной части северо-западного склона горы Савелькуль (квартал 112 Ильменского заповедника, 55° 7' 36.52" с. ш., 60° 17' 51.75" в.д.). Анализы выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

А. С. Варлаков [25] среди серпентинитов Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль отметил выход карбонатизированных оливиновых пород протяженностью 8 м и мощностью около 1 м. Отличительной особенностью этих оливинитов является повышенная железистость, обусловленная присутствием вкрапленности хроммагнетита (8-10 %). Авторы описания [25] предполагают, что здесь имеет место оливинизация исходных серпентинитовых пород. Петрографических признаков этого явления не приведено, а наличие в этом же участке в серпентинитовой матрице включений разнообразных пород заставляет нас признать, что и оливиниты на Осиновом мысе являются одними из таких включений в серпентинитах.

Надо заметить, что еще К. И. Постоевым [22] подчеркивалась разобщенность выходов оливиновых и оливин-энстатитовых пород, а в случае их совместного нахождения – отмечались признаки их синхронного образования. В дальнейшем в литературе возобладала точка зрения А. С. Варлакова [25] о более позднем образовании энстатита в результате процессов кремнекислого метасоматоза. Лишь недавно В. А. Попов [71] привел новые убедительные доказательства одновременного роста оливина и энстатита в крупнозернистых агрегатах сферолитового сложения, которые прежде выдавались как наиболее яркий пример кремнекислого метасоматоза. Эти тела теперь обоснованно рассматриваются как специфичные пегматиты ультраосновного состава, подобные тем, что описаны О.К. Ивановым [76] в ряде массивов Платиноносного комплекса Урала.

ОЛИВИН-ШПИНЕЛЕВЫЕ ПОРОДЫ

Оливин-шпинелевые породы в Ильменогорском комплексе в виде небольших выходов, тяготеющих к телам гипербазитов, пироксенитов и горнблендитов, встречаются редко. Их краткая характеристика приведена в работах [25, 22]. Специфическая

клинохлор-шпинель-оливин-амфиболовая порода встречена нами в стенке старой канавы на северном склоне горы Савелькуль (проба ИК-211-6). Судя по обнажению, здесь наблюдается блок полосчатых горнблендитов среди энстатититов, в котором одну из полос и слагает описываемая порода. Ее мощность составляет 15 см. Порода располагается на границе апатит-шпинельсодержащих горнблендитов и хлоритолитов по энстатититам. Буровато-желтые кристаллы оливина (около 35 % объема породы) хорошо выделяются на фоне зернистой массы кристаллов темно-бурого амфибола (50 %) и черной шпинели (10-15 %). Структура породы равномерно-среднезернистая: поперечники зерен составляют 1-4 мм. В шлифе оливины выглядят прозрачными и бесцветными с редкой петельчатой сетью тонких (несколько сотых мм) продольно-волоконистых серпентиновых минералов. Зерна шпинели выделяются светло-зеленым цветом, изотропностью, изометричными очертаниями. Буровато-зеленые плеохроирующие кристаллы амфибола по форме также близки к изометричным. Пластинчатые зерна светло-лилового цвета принадлежат клинохлору. Они располагаются между зернами амфибола и оливина, не проявляя признаков реакционных взаимоотношений. Изредка встречаются выделения анортита в виде сдвойникованных зерен, не несущих следов зональности или изменения. Мелкие идиоморфные кристаллики принадлежат апатиту. Около 1% объема породы приходится на непрозрачные изометричные зернышки ильменита. У оливина и амфибола наблюдаются индукционные поверхности синхронного роста. Шпинель, ильменит и апатит образуют вроски как в оливине, так и амфиболе и клинохлоре. Из данных табл. 2 следует, что оливин обладает повышенной железистостью (около 0.12), шпинель относится к плеонасту, а амфибол – к паргаситу, в кристаллах которого не обнаружено химической зональности. Структурные соотношения минералов, отсутствие у них химической зональности, однородность строения породы свидетельствуют об ее глубинном магматическом происхождении.

Таблица 2

Химический состав (мас. %) клинохлор- шпинель-оливин-амфиболовой породы
и минералов из нее (проба ИК-211-6)

Компонент	Порода	Оливин	Плеонаст	Паргасит	Клинохлор	Ильменит	Хлорпатит
SiO ₂	33.68	41.07	-	45.67	29.76	-	-
TiO ₂	0.75	-	-	0.93	-	54.78	-
Al ₂ O ₃	19.80	-	67.75	13.55	20.23	-	-
Cr ₂ O ₃		-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	6.40	-	-	-	-	-	-
FeO	4.32	11.17	11.34	3.67	3.55	36.15	-
MnO	0.11	-	-	-	-	0.79	-
MgO	22.75	47.47	21.15	18.33	30.59	8.01	-
CaO	7.61	-	-	11.96	-	-	52.91
Na ₂ O	1.32	-	-	2.19	-	-	-
K ₂ O	0.21	-	-	0.32	-	-	-
H ₂ O ⁺	2.42						
H ₂ O ⁻	-						

P ₂ O ₅	0.59	-	-	-	-	-	39.65
Cl	-	-	-	0.24	-	-	3.83
CO ₂	-						
Сумма	99.96	99.71	100.24	96.92	84.13	99.73	96.39
Cr, г/т	54						
Ni, г/т	213						
Co, г/т	44						

Примечание: проба отобрана из канавы на северном склоне горы Савелькуль (квартал 112 Ильменского заповедника, 55° 7' 37.96" с. ш., 60° 17' 55.25" в.д.). Анализы выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

ПИРОКСЕНИТЫ

Породы, сложенные преимущественно пироксенами, в Ильменогорском комплексе встречаются относительно редко. Наиболее известны из них энстатиты, описанные в работах К. И. Постоева [22], А. С. Варлакова и др. [25]. Их мелкие разобщенные выходы наблюдались среди пород серпентинитового меланжа на Осиновом мысу, и поблизости среди гнейсов селянkinской толщи. Они также обнаружены совместно с другими гипербазитами в отдельных блоках среди кварцитов кыштымской толщи на Миассово-Таткульском и Савелькульском участках.

Нами выявлены новые виды клинопироксенитов в Ильменогорском комплексе: диопсидиты и шпинелевые фассаититы. Условия их нахождения существенно различаются. Шпинелевые фассаититы встречены в виде глыбок в серпентинитовом меланже Осинового мыса и здесь же в виде прослоев в чередовании с горнблендитами, габбро и вебстеритами. Диопсидитами сложен основной объем пластового тела среди селянkinской толщи на западном берегу оз. Бол. Ишкуль.

ДИОПСИДИТЫ

Примерно в 700м южнее кордона Ишкуль в береговом обнажении оз. Бол. Ишкуль выходят крупнозернистые полосчатые породы, описанные [11] как кальцифиры. По нашим наблюдениям ими сложено пластовое тело меридионального простираения, которое прослежено на 80 м по простираению. В северном конце выходов его видимая мощность около 7 м, в южном – 3 м. Диопсидиты залегают среди пород селянkinской толщи. Они согласно (азимут пад. 270°, угол пад. 45-65°) перекрываются биотит-амфиболовыми мигматитами, а подстилаются – биотитовыми гнейсами с пластами амфиболитов. На уровне 80 см выше подошвы тела диопсидиты содержат прослой мощностью 12-20 см, сложенный мелкозернистыми карбонатными породами (собственно «кальцифирами»), в которых около 30 вес. % приходится на минералы другого состава. Это медово-желтый оливин (форстерит), светло-коричневая шпинель (хромовый плеонаст), светло-зеленый диопсид, маложелезистый паргасит, идиоморфные пластинки графита, зерна голубоватого фторapatита, коричневого сфена, сульфидов железа, кварца, плагиоклаза, пластинки биотита, редко – энстатита. Их относительные содержания очень колеблются в разных прослойках «кальцифиров». Одни из минералов-примесей появляются, другие – исчезают. Такие пропластки встречаются и выше в 80 см по разрезу тела диопсидитов.

Таблица 3

Химический состав (мас. %) диопсидитов и минералов из них

Компонент	Порода			Диопсид		Пентландит	Пирротин
	1	2	3	2	3		
SiO ₂	50.98	51.12	52.12	54.32	53.82		
TiO ₂	0.09	0.09	0.09	-	-		
Al ₂ O ₃	4.32	1.94	1.85	0.91	1.48		
Cr ₂ O ₃				0.03	0.12		

Fe ₂ O ₃	0.49	1.51	0.72				
FeO	3.07	3.28	3.01	3.70	3.42	37.32	59.57
MnO	0.20	0.19	0.11	0.53	-		
MgO	14.56	16.32	16.63	16.76	15.31		
CaO	22.55	22.08	22.77	23.81	25.87		
Na ₂ O	0.43	0.36	0.40	-	-		
K ₂ O	0.17	0.19	0.12	-	-		
H ₂ O ⁺	-	-	-				
H ₂ O ⁻	0.36	0.16	0.26				
S						34.21	39.37
Sb						0.93	1.01
P ₂ O ₅	1.30	0.80	0.59				
CO ₂	0.26	0.79	0.34				
Сумма	99.56	99.70	99.73	100.06	100.02		
Cr, г/т	252	40	381				
Ni, г/т	130	135	265			NiO- 25.55	-
Co, г/т	14	8	15			CoO- 1.90	-

Примечание: 1 – проба ИК-54-Д-1; 2 – проба ИК-54-Д-2; 3 – проба ИК-54-Д-4.

Отобраны из скалистого обнажения на западном берегу оз. Бол. Ишкуль (55° 16' 31.91" с. ш., 60° 14' 45.64" в.д.).

Анализы минералов выполнены В. А. Котляровым на РЭММА-202м, анализы на элементы-примеси методом ААС – М. Н.

Маляренко.

Основной объем диопсидитов составляет светлая зеленовато-серая крупнозернистая порода комковатой или пятнистой текстуры (табл. 3). Зерна диопсида поперечником 1-2 см плотно соприкасаются друг с другом (рис. 18), имеют изометричные очертания; преобладающей ориентировкой не обладают, в них хорошо проявлена диаллаговая отдельность. Темные зеленовато-серые прерывистые полоски и узкие пятна различных направлений в породе сложены скоплениями хлорита, флогопита,

сульфидов железа, шпинели. Присутствуют и отдельные крупные зерна сосюритизированного основного плагиоклаза, многочисленные зернышки сфена, иногда – апатита. В отдельных участках породы кальцит слагает межзерновые пленки.

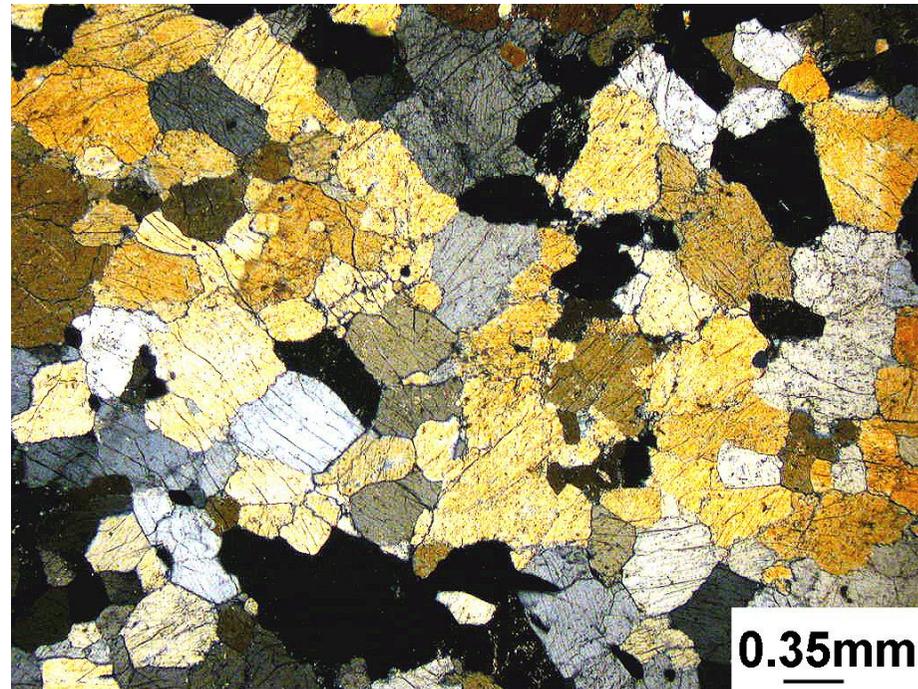


Рис. 18

Гипидиоморфнозернистая структура диопсидита (проба ИК-54-Д). Фото шлифа, николи скрещены. Из пластового тела пироксенитов среди гнейсов и мигматитов селянkinской толщи на западном берегу оз. Бол. Ишкуль.

Сонахождение в едином пластовом теле диопсидитов и «кальцифиров» свидетельствует в пользу магматического происхождения последних.

ШПИНЕЛЕВЫЕ ФАССАИТИТЫ

На Осиновом мысе эти породы встречены как в коренном выходе в виде прослоя среди горнблендитов, так и в виде отдельных глыбок.

Таблица 4

Химический состав (мас. %) шпинелевых фассаитов и минералов из них

Компонент	Порода			Пироксен (фассаит)			Шпинель (плеонаст)			Амфибол		Плагиоклаз		Энстатит
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2	1
SiO ₂	39.03	31.36	34.65	52.47	52.27	50.88	0.10	-	-	48.30	41.82	44.47	41.94	56.60
TiO ₂	0.03	0.05	0.10	-	-	0.08	-	-	0.03	0.19	0.03	-	-	0.07
Al ₂ O ₃	12.43	24.93	20.36	3.92	3.14	5.93	60.60	61.79	60.51	9.67	15.47	35.00	35.69	0.97
Cr ₂ O ₃				0.04	-	0.49	0.19	-	0.28	0.13	-	0.08	-	0.11
Fe ₂ O ₃	6.46	8.90	8.38											
FeO	2.33	2.87	2.81	4.13	3.86	4.70	22.03	21.02	22.06	8.48	8.52	0.13	0.06	6.46
MnO	0.13	0.16	0.13	0.13	-	0.23	0.16	-	0.23	0.22	-	-	-	0.16
MgO	19.86	15.60	16.15	15.94	15.00	13.81	16.97	17.52	16.94	17.09	15.22	-	-	34.82
CaO	16.95	14.04	15.10	24.20	26.78	25.02	-	-	-	12.45	13.42	19.69	21.62	0.24
Na ₂ O	0.18	0.32	0.20	0.15	-	0.10	-	-	-	1.16	1.72	-	-	0.05
K ₂ O	0.09	0.05	0.03	-	-	-	-	-	-	0.12	0.41	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.57	0.08	0.23											
H ₂ O ⁻	0.12	0.12	0.16											

Cl											0.03			
BaO		0.02									0.06			
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.05											
CO ₂	1.73	1.72	1.44											
Сумма	99.96	100.3 0	99.79	101.0 0	101.0 5	101.2 4	100.0 8	100.3 3	100.05	97.81	97.00	99.50	99.31	99.61
Cr, г/т	153	90	232	92										
Ni, г/т	89	85	107	63										
Co, г/т	82	53	64	63										

Примечание: 1 – проба ИК-177-6; 2 – проба ИК-177-Г; 3 – проба ОСМ-2 (Осиновый мыс на восточном берегу оз. Бол. Ишкуль, (55° 16' 20.78" с. ш., 60° 15' 26.42" в.д.).

. Анализы 1 и 2 сделаны из пород, слагающих прослой среди горнблендитов, 3 – из глыбки в меланже Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль. Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Прослой пироксенита (табл. 4, проба ИК-177-6) мощностью 14-16 см обнаружен среди мелкозернистых шпинелевых горнблендитов в пачке переслаивания на юго-западном склоне невысокой конической горки в южной части полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса. Границы пироксенитовой породы с горнблендитами отчетливые, но нерезкие. Они распознаются по смене порфириовидного пироксенита массивной существенно амфиболовой породой. Черные октаэдры шпинели отчетливо выделяются на фоне светлого серо-зеленого агрегата кристаллов пироксена (рис. 19).



Рис. 19

Шпинелевый фассаитит. Фото полированной поверхности обр. ИК-177-6. На светлом фоне крупнозернистого агрегата кристаллов фассаита хорошо заметны темные выделения шпинели (плеонаста). Осиновый мыс.

По крупности выделений шпинели можно установить зональное строение тела пироксенитов. В его краевых частях, мощностью по 4 см каждый, кристаллы шпинели не превышают 1 мм в поперечнике, а в центральной части пласта мощностью 6 см – достигают 2 мм и более. В целом идиоморфные кристаллы густо-зеленой в шлифах железистой шпинели (плеонаста; рис. 20) довольно равномерно распределены по породе.

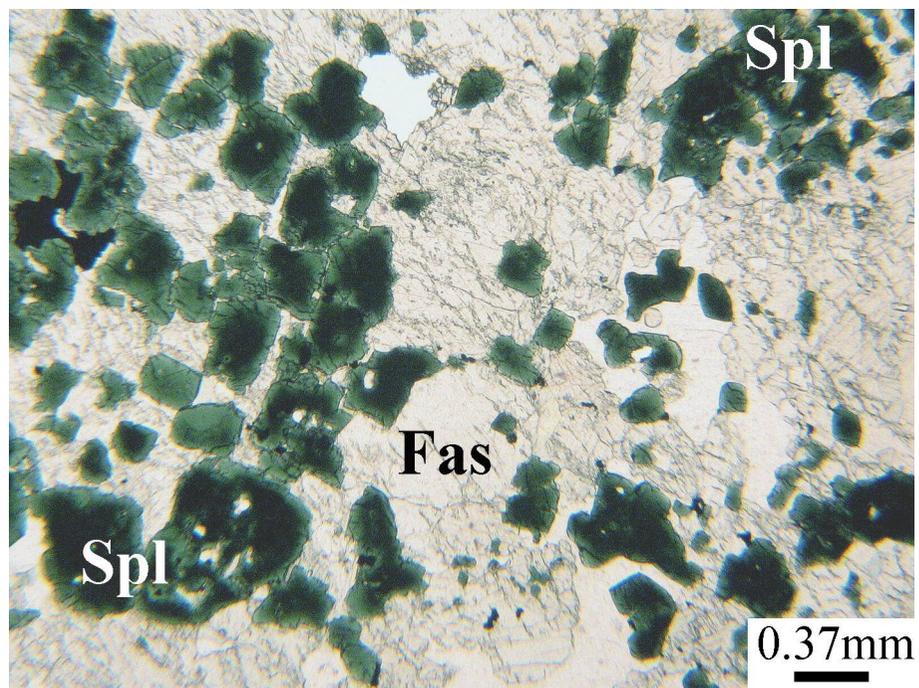


Рис. 20

Шпинелевый фассаитит. Фото шлифа ИК-177-6, николи параллельны. Кристаллы плеонаста выделяются изумрудно-зеленым цветом на светлом фоне фассаита. Осиновый мыс.

Многочисленные включения в кристаллах шпинели слагают мелкие (0.04-0.6 мм) октаэдры магнетита. Совместно с магнетитом шпинель занимает 11,4 % объема породы. Яблочно-зеленые зерна клинопироксена представлены фассаитом (табл. 4), их поперечник составляет 1.2-3.6 мм. Фассаитом сложен основной объем (80 %) породы. Преобладающей ориентировки кристаллов пироксена не замечено. Небольшими участками, расположенными незакономерно, по фассаиту развиваются прожилки кальцита и ксеноморфные выделения светло-зеленого слабо преломляющего амфибола актинолитового ряда. Местами он

занимает до 15 % площади зерен фассаита. Довольно редко в породе встречаются светлые буровато-коричневые зерна энстатита до 1 мм в поперечнике. Бесцветные прозрачные зерна незонального анортита достигают в поперечнике 1.2-7.5 мм. В породе они распространены неравномерно, слагая 1-3 % ее объема.

ВЕБСТЕРИТЫ

У западной границы полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль нами выявлен выход крупнозернистых дупироксеновых пород с темно-зеленым амфиболом, описание которых в литературе отсутствует. Порода обнажена в пределах меридионального участка длиной около 35 м и шириной до 15 м, восточнее выхода полосчатых анортитовых меланократовых амфиболитов. Порода имеет порфировидный облик (табл. 5, проба ИК-178-2). Крупные короткостолбчатые кристаллы пироксенов поперечником от 0.5 до 20-30 мм, слагают до 84 % объема породы, размещаясь в ней без видимой ориентировки (рис. 21).



Рис. 21

Грубозернистый порфировидный вебстерит. Фото полированной поверхности обр. ИК-178-2. Темные изометричные зерна энстатита (Orx) выделяются на светлом фоне зерен диопсида (Срх). Осиновый мыс.

Промежутки между ними заполнены мелко- и среднезернистым кристаллическим агрегатом зерен энстатита, диопсида и преобладающей в этой массе темно-зеленой роговой обманкой. Последняя образует хорошо ограненные короткопризматические кристаллы длиной до 1-2 мм. Они группируются в мономинеральные зернистые участки между крупными выделениями пироксенов, где присутствуют и мелкие выделения магнетита (до 1 %). Нередко роговая обманка образует разрозненные вроски в диопсиде, реже - в энстатите. Содержание ее в породе достигает 15%.

Химический состав (мас. %) вебстеритов и минералов из них

Комп онент	Порода		Диоп сид	Энста тит	Амфи бол
	1	2	1	1	1
SiO ₂	54.33	51.94	55.03	57.04	49.56
TiO ₂	0.06	0.13	0.01	0.09	0.14
Al ₂ O ₃	1.42	3.54	0.62	0.69	8.08
Cr ₂ O ₃			0.10	0.05	0.2
Fe ₂ O ₃	0.70	5.30			
FeO	4.13	2.16	1.99	6.49	5.58
MnO	0.13	0.16	0.09	0.20	0.08
MgO	27.15	17.03	17.70	35.40	18.84
CaO	10.48	17.30	24.72	0.25	12.44
Na ₂ O	0.32	0.49	0.17	-	1.42
K ₂ O	0.04	0.10	-	0.02	0.19
H ₂ O ⁺	0.40	1.02			
H ₂ O ⁻	0.21	0.10			
Cl			0.02	-	0.09
BaO					
P ₂ O ₅	0.05	0.05			
CO ₂	0.11	0.10			
Сумм а	99.53	99.42	100.4 5	100.2 3	96.65
Cr, г/т	1170	1635			
Ni, г/т	978	229			
Co, г/т	57	59			

Примечание: 1 – проба ИК-178-2, отобрана из крупнозернистого порфириовидного вебстерита, слагающего большой кластолит в меланже Осинового мыса (55° 16' 22.3" с. ш., 60° 15' 25.27" в.д.);
2 – проба ИК-177-Б, отобрана из прослоя среднезернистого вебстерита среди горнблендитов (55° 16' 20.71" с. ш., 60° 15' 25.27" в.д.).
Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Среди крупных кристаллов пироксенов, формирующих облик породы, буровато-серый энстатит несколько преобладает над диопсидом (соответственно 51 % и 33 %). Между всеми минералами (пироксенами и роговыми обманками) повсеместно отмечены индукционные поверхности синхронного роста. Следов замещения минералов друг другом не обнаружено.

Показатели преломления энстатита: n_g - 1.671, n_p - 1.664, диопсида: n_g - 1.698, n_p - 1.678, роговой обманки: n_g - 1.667, n_p - 1.643. Обращает на себя внимание низкая железистость диопсида (6%) и энстатита (9.3%), высокая магнезиальность и повышенная хромистость амфибола, по которым он классифицируется как хромовая магнезиальная роговая обманка. В отличие от кристаллов энстатита и диопсида, в зернах роговой обманки наблюдается заметное количество мелких включений магнетита. По минеральному составу описываемая порода является роговообманковым вебстеритом [75]. Его структуру можно интерпретировать как кумулятивную, подобную той, что наблюдается в пироксенитах Качканара. Наряду со шпинелевыми пироксенитами более мелкозернистые разновидности вебстеритов слагают маломощные прослои среди горнблендитов из крупного кластолита (табл. 5, проба ИК-177-Б).

ГОРНБЛЕНДИТЫ

Меланократовые существенно амфиболовые по составу, с резко подчиненным количеством анортита, диопсида, энстатита, граната, шпинели, апатита, ильменита, клинохлора, магнетита равномернозернистые, иногда порфириовидные горнблендиты встречены как в составе глыб и прослоев из крупных кластолитов в серпентинитовом меланже Осинового мыса, так и в виде

включений в блоках метаморфизованного меланжа в уразбаевском микститовом комплексе (олистороме). По сравнению с включениями амфиболитов тела горнблендитов встречаются редко и их поперечник лишь иногда достигает 8-15 м [15].

По минеральному составу нами выделены три петрографические группы горнблендитов: фассаит-анортитовые, шпинельсодержащие и энстатитовые. Внутри каждой из групп описано несколько разновидностей.

ФАССАИТ-АНОРТИТОВЫЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ

Среди горнблендитов преобладают безгранатовые разновидности, которыми сложены редкие овальные глыбы в серпентинитовом меланже Осинового мыса и многочисленные прослои в габбро из крупных кластолитов толщи переслаивания. Это черные разномзернистые породы массивной текстуры без преобладающей ориентировки зерен.

Крупнозернистый горнблендит (проба ИК-194-9) обнаружен в виде округлой глыбы поперечником в 50 см, где почти черные призматические зерна амфибола (магнезиальной роговой обманки) достигают в длину 0.5-10 мм. Они занимают около 85 % объема породы. В угловатых промежутках между ними встречены гнездообразные выделения светло-зеленого фассаита, имеющие в поперечнике 0.5-2.1 мм (около 3-5 %). Примерно 10 % объема породы слагают незональные кристаллы анортита (0.4-3.0 мм), как и фассаит, содержащие очень мелкие (0.04-0.4 мм) идиоморфные вроски амфибола, апатита, очень редко – магнетита. Границы зерен амфибола и пироксена резкие, ступенчатые или плавно извилистые. Явлений замещения минералов друг другом не отмечено. Химический состав (мас. %) породы: SiO₂ – 47.28; TiO₂ – 0.14; Al₂O₃ – 11.44; Fe₂O₃ – 3.65; FeO – 5.45; MnO – 0.19; MgO – 15.34; CaO – 12.03; Na₂O – 1.94; K₂O – 0.44; H₂O⁺ - 1.62; H₂O⁻ - 0.06; P₂O₅ - <0.05; CO₂ - <0.10. Сумма – 99.58. Cr – 428 г/т; Ni – 163 г/т; Co – 61 г/т; Zn – 68 г/т; Pb – 23 г/т.

В других глыбах в меланже встречена довольно равномерно-мелкозернистая разновидность горнблендита (проба ИК-194-6). В ней резко преобладают (>85 %) гипидиоморфные зерна очень темной магнезиальной роговой обманки длиной 0.4-3.0 мм, не обнаруживающие определенной ориентировки. Изолированные скопления между амфиболами образуют кристаллы анортита

поперечником 0.03-1.4 мм (до 10 % объема породы) и светло-зеленого фассаита поперечником 0.3-0.9 мм (до 5 % объема породы). Более мелкие (0.03-0.5 мм) выделения магнетита разбросаны в виде редкой вкрапленности по всей породе. Химический состав (мас. %) этой породы: SiO₂ – 43.86; TiO₂ – 0.39; Al₂O₃ – 15.64; Fe₂O₃ – 3.64; FeO – 4.61; MnO – 0.13; MgO – 14.45; CaO – 12.82; Na₂O – 2.12; K₂O – 0.32; H₂O⁺ - 1.40; H₂O⁻ - 0.06; P₂O₅ - <0.05; CO₂ - <0.10. Сумма – 99.44. Cr – 723 г/т; Ni – 363 г/т; Co – 64 г/т; Zn – 81 г/т; Pb – 30 г/т.

Внутреннее строение глыб мелко- и крупнозернистых горнблендитов достаточно однородно. Их границы с окружающими серпентинитами резкие, без развития вторичных минералов.

ШПИНЕЛЬСОДЕРЖАЩИЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ

Горнблендиты, содержащие в заметном количестве железистую шпинель (плеонаст), встречаются в виде прослоев в крупном олистолите чередующихся пироксенитов, габбро и вебстеритов в меланже Осинового мыса, а также слагают включения в блоках гипербазитов в уразбаевской олистостроме в окрестностях дер. Уразбаево, в обрывах северного берега оз. Бол. Миассово, на северном склоне горы Савелькуль.

ШПИНЕЛЕВЫЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ ОСИНОВОГО МЫСА

Эти меланократовые относительно мелкозернистые массивные породы обнажены в виде развалов глыб на вершине конической сопки в южной части полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса. Здесь они входят в состав толщи переслаивания горнблендитов, габбро, вебстеритов и пироксенитов.

Субизометричные зерна слабо плеохроирующей буровато-зеленой магнезиальной роговой обманки длиной в пределах 0.2-1.0 мм занимают 85-90 % объема горнблендитов. Ориентированы они беспорядочно. Зональности в составе амфиболов и вторичных минералов по ним не обнаружено. Отдельные призматические зерна слагает светло-зеленый клинопироксен (фассаит), 10-15 % объема породы приходится на долю неправильной формы зерен густо-зеленой железистой шпинели (плеонаста).

Наиболее крупные из них достигают 2-3 мм в поперечнике. В породе они размещены незакономерно. Шпинель насыщена мелкими пылевидными сгустками и прямолинейными, полигональными просечками, по оси которых располагаются мелкие зернышки магнетита. Последним сложены и овальные небольшие участки решетчатой структуры в крупных кристаллах шпинели. Очевидно, это продукты распада твердых растворов. Во многих индивидах амфибола содержатся мелкие червеобразные вроски зеленой шпинели неправильной формы, нередко вытянутые в одном направлении. В одном из зерен их количество составляет 18.8 %. Видимо, наблюдается случай графического срастания шпинели и амфибола, что свидетельствует об их одновременной кристаллизации из расплава. Химический состав (мас. %) породы (проба ИК-177-Б): SiO_2 – 42.46; TiO_2 – <0.05; Al_2O_3 – 16.50; Fe_2O_3 – 6.74; FeO – 3.30; MnO – 0.16; MgO – 15.35; CaO – 12.07; Na_2O – 0.91; K_2O – 0.09; H_2O^+ - 1.01; H_2O^- - <0.10; P_2O_5 – 0.06; CO_2 – 0.75. Сумма – 99.40. Cr – 69 г/т; Ni – 111 г/т; Co – 43 г/т.

ГРАНАТОВЫЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ

Гранатовые горнблендиты представляют собой редкий для Урала тип горных пород. В Кемпирсайском массиве они ассоциируют с глубинными магматическими породами. Столь же редки и апатитовые разновидности горнблендитов (Волковский массив).

Таблица 6

Химический состав (мас. %) гранатовых корундсодержащих шпинелевых горнблендитов

северного берега оз. Бол. Миассово и минералов из них

Компонент	Порода	Паргасит	Анортит	Корунд	Плеонаст	Гранат		Биотит	Ильменит
						ядро	край		
SiO ₂	29.11	41.16	43.50	-	0.05	38.08	38.96	39.44	-
TiO ₂	2.19	0.81	-	0.16	0.02	0.01	0.01	2.02	52.47
Al ₂ O ₃	28.55	18.15	36.03	99.35	60.45	21.86	22.46	17.73	-
Cr ₂ O ₃		-	-	0.23	0.03				0.03
Fe ₂ O ₃	6.43		-						
FeO	9.95	10.60	0.05	0.17	27.54	27.58	25.34	10.54	44.55
MnO	0.29	0.25	-	0.05	0.42	3.11	1.33	0.02	1.66
MgO	10.89	11.58	-	-	11.15	4.77	7.21	18.15	0.65
CaO	8.60	12.23	20.12	-	-	3.65	4.12	0.01	-
Na ₂ O	2.05	1.83	0.14	-	-	-	-	0.82	0.09
K ₂ O	0.70	0.98	0.03	-	-	-	-	7.82	-
H ₂ O ⁺	0.76								
H ₂ O ⁻	0.11								
Cl		0.15							
V ₂ O ₅		0.05			0.10				0.39
ZnO					0.39				
P ₂ O ₅	0.28								
CO ₂	0.28								
Сумма	100.19	97.79	99.97	99.96	100.15	99.06	99.43	96.55	99.84
Cr, г/т	400								
Ni, г/т	150				420				
Co, г/т	30				200				

Примечание: Пробы отобраны из береговых развалов глыб горнблендитов западнее обнажения «Гранатовая горка» (55° 10' 31.91" с. ш., 60° 16' 38.03" в.д.). Анализы граната и биотита заимствованы из работы [77]. Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733, анализы на элементы-примеси методом AAS – М. Н. Маляренко.

Средне-крупнозернистые горнблендиты на северном побережье оз. Бол. Миассово у обнажения «Гранатовая горка» (табл. 6) были обнаружены К. И. Постоевым [22], а затем исследовались В. И. и В. А. Поповыми [77]. Эти черные массивные породы обнажаются в основании скал, сложенных гипербазитами. В период самого низкого стояния воды нам удалось установить, что эти горнблендиты залегают в виде крупной глыбы-включения в оливин-энстатит-антофиллитовых породах, отделяясь от них каймой хлоритолита мощностью 10-15 см с тонкими призматическими метакристаллами чермакита. Основной объем породы составляют призматические кристаллы паргасита длиной 5-8 мм. Менее 10 % приходится на долю довольно крупных кристаллов (1-2 см) зонального пироп-альмандина, редкие зерна анортита, пластинки биотита, шпинели и ильменита. Примечательно присутствие неправильной формы зерен бесцветного с голубыми участками корунда. Отмечены скопления пластинок клинохлора. В работе [77] показано наличие в зернах граната не только обычной зональности химического состава, но и секториальности в его строении.

Химический состав (мас. %) гранатовых (апоэклогитовых ?) горнблендитов
и минералов из них (проба У-933-1)

Компонент	Порода	Гранат		Паргацит	Клинохлор	Плеонаст	Ильменит
		центр	край				
SiO ₂	29.52	37.17	37.19	41.59	25.60	-	0.02
TiO ₂	1.42	0.04	0.03	0.45	0.06	0.03	49.98
Al ₂ O ₃	22.00	21.49	21.77	14.63	22.73	56.43	0.02
Cr ₂ O ₃		0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.03
Fe ₂ O ₃	7.45						
FeO	13.03	25.60	28.63	16.29	16.99	35.97	47.31
MnO	0.33	2.70	0.31	0.10	0.08	0.20	0.68
MgO	10.61	1.87	3.73	9.78	21.05	6.57	0.50
CaO	9.00	11.64	8.51	11.77	-	-	-
Na ₂ O	0.81	0.03	0.04	1.66	0.06	0.04	0.03
K ₂ O	0.21	-	-	0.49	0.04	-	0.02
H ₂ O ⁺	2.59						
H ₂ O ⁻	0.16						
Cl				0.02	0.04		
ZnO						0.64	
V ₂ O ₅						0.15	
NiO						0.07	
P ₂ O ₅	0.18						
CO ₂	2.19						
Сумма	99.50	100.55	100.23	96.79	86.66	100.17	98.58
Cr, г/т	292						
Ni, г/т	417						
Co, г/т	27						

Примечание: проба отобрана у северной околицы дер. Уразбаево (55° 11' 9.53" с. ш., 60° 19' 53.90" в.д.). Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Выход гранатовых горнблендитов (табл. 7) площадью 8x12 м встречен к северу от оз. Мал. Миассово в 0.5 км севернее западной околицы дер. Уразбаево [15]. Пройденные нами горные выработки показали, что тело горнблендитов непосредственно располагается среди антофиллитовых пород звездчатой структуры, которые залегают в поле развития графитистых кварцитов сайтовской толщи ильменогорского комплекса. Метагипербазиты и горнблендиты разделяет зона хлоритовых пород с многочисленными метакристаллами незонального граната.

Темно-серые, почти черные неравномерно крупно-среднезернистые породы на 40 - 50% объема состоят из пластинчатого агрегата светло-зеленого клинохлора, размер пластинок которого колеблется от 1 до 3-5 мм. Никакой видимой ориентировки они не имеют. В этой хлоритовой матрице своим красновато-коричневым цветом выделяются изометричные зерна граната поперечником до 3-5 мм. В шлифах гранаты имеют светло-розовый цвет и не обнаруживают цветовой зональности. Очертания кристаллов граната редко прямолинейные, чаще они извилистые с многочисленными мелкими выемками. Гранат образует скопления изолированных кристаллов либо их цепочки, распределенных в породе достаточно равномерно и занимающих в ней 17-27 % ее объема. Почти повсеместно в гранате присутствует мелкая вкрапленность пластинчатых зерен ильменита. Значительно реже встречаются включения мелких идиоморфных очертаний кристаллов зеленого амфибола, прозрачных бесцветных кристалликов апатита ($n_o=1.635$) и мутноватых зерен кианита. Несмотря на видимую оптическую однородность, состав ядер и краевых частей гранатов существенно различается (мол. %): пироп - 7.51, альмандин - 52.71, спессартин - 6.16, гроссуляр - 31.34, андрадит - 2.26, а краев зерен: пироп - 14.99, альмандин - 59.70, спессартин - 0.71, гроссуляр - 22.99, андрадит - 1.59.

Внешне черные призматические кристаллы паргасита в шлифе выглядят зелеными. Они слагают удлиненные зерна, расположенные беспорядочно в хлоритовой матрице породы, занимая 15-20 % ее объема. Их длина составляет 1-3 мм, грани призмы имеют гладкую поверхность, стеклянный блеск. Вторичных минералов по паргаситу не развивается. По наблюдениям В.А.Попова в большинстве случаев тонкие призматические кристаллы паргасита включений (кроме ильменита) не содержат, но в более крупных таблитчатых зернах иногда наблюдались вростки мелких октаэдров темно-зеленой шпинели (плеонаста) и граната. Содержание плеонаста в породе может достигать 5 %. Мелкие гнездообразные скопления и прожилки, часто вместе с ильменитом,

слагает кальцит, который окислами железа нередко окрашен в светлый коричневато-красный цвет. Карбонат занимает около 5 % объема породы, а ильменит около 3 %. В аксессуарных количествах в породе присутствуют апатит, анортит и дравит.

Сходные по составу паргасит-хлоритовые породы описаны А. И. Белковским [78] в Уфалейском высокобарическом комплексе. Их он считает продуктом метасоматической переработки клинопироксенитов и последующего зеленокаменного диафтореза. Метасоматические преобразования протекали в условиях гранулитовой фации [78, стр.50]. Ильменогорские породы тоже можно было бы посчитать апоклинопироксенитами, но ряд фактов такому предположению противоречит. Как уже отмечалось, паргасит в Ильменах чрезвычайно богат глиноземом и железом, но очень беден типоморфным для клинопироксенитов хромом. В паргасите достаточно много и натрия. Закономерной выглядит и его сонахождение с другим железистым и высокоглиноземистым минералом - плеонастом. Высоки содержания железа и алюминия и в остальных главных минералах породы - клинохлоре и гранате. По этим данным маловероятно, что описываемая порода явилась продуктом переработки существенно диоксидовых по составу клинопироксенитов, как это описано [78] для Уфалейского комплекса. Логичнее допустить, что метасоматозу подверглись породы, состоящие из натрийсодержащих железистых и глиноземистых пироксенов, каковыми могли быть омфацинты. Такие пироксены наряду с гранатом образуют широко распространенные в высокометаморфизованных комплексах эклогиты. В нашем случае гроссуляр-альмандин слагает 20-30 % объема паргаситовой породы. Такого количества граната в клинопироксенитах не бывает, а для эклогитов нередко это норма. Примечательно, что и состав граната из породы с паргаситом попал в поле гранатов из эклогитов максютковского комплекса, а сами паргаситовые роговые обманки Ильменских гор по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} на диаграмме В.В.Закруткина [79] располагаются в области пород гранулитовой фации. Присутствие в породе зерен кианита дополнительно указывает на высокие давления при ее формировании. Низкая титанистость, повышенные содержания кальция, закономерное увеличение магниальности в краевых зонах кристаллов граната, сопровождающееся понижением их марганцовистости - все это дополнительные доказательства [80] отнесения описываемых гранатовых горнблендитов к высокобарическим образованиям. Все сказанное позволяет высказать предположение, что в окружении относительно менее измененных толщ Ильменогорского комплекса обнаружен блок высокометаморфизованных пород, которые по составу слагающих его минералов могут быть сопоставимы с диафторированными гранатовыми эклогитами.

ГРАНАТ-АПАТИТ-ШПИНЕЛЕВЫЕ АНОРТИТОВЫЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ У ГОРЫ САВЕЛЬКУЛЬ

В привершинной части северного склона горы Савелькуль в стенках старой канавы простиранием 40° и длиной 8 м в ее средней части на протяжении 2 м наблюдаются коренные выходы чередующихся полос горнблендитов и меланократовых амфиболитов. Мощность таких полос не превышает 10-20 см. Границы между ними отчетливые, но не резкие, падение их крутое. Вмещающими породами для этого фрагмента полосчатого комплекса служат среднезернистые энстатититы. Непосредственно на контакте энстатититов и горнблендитов располагается «слой» хлоритолитов мощностью 45 см. Хлорит образует гнездообразные скопления и в пределах выходов энстатититов.

Во всех образцах пород этого полосчатого комплекса в переменных количествах отмечается присутствие граната (альмандин-гроссуляра) и хлорапатита. Эти минералы образуют как рассеянную вкрапленность в породе, так и скопления в виде гнезд и полос (рис. 22, 23). Местами содержания граната достигают 15 объемных %, а апатита – 10 %.

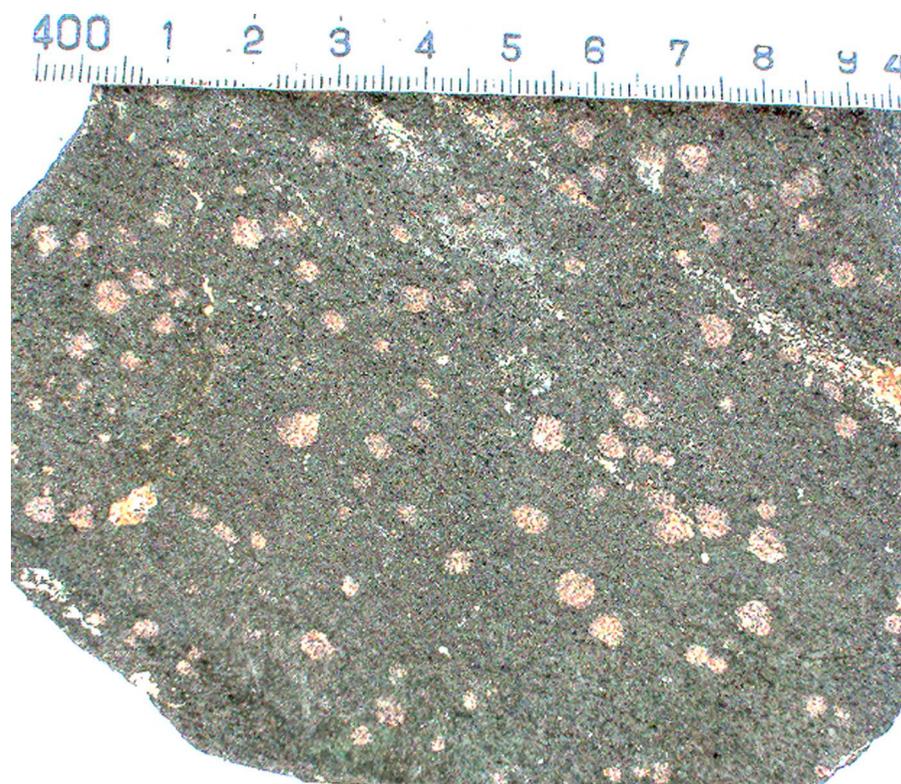


Рис. 22

Гранатовый горнблендит. Изометричные зерна граната неравномерно распределены в породе. Фото полированной поверхности обр. ИК-211-2. Северный склон горы Савелькуль.

Примечательна необычная для апатита изометричная форма его индивидов с многочисленными псевдогранями (рис. 23).

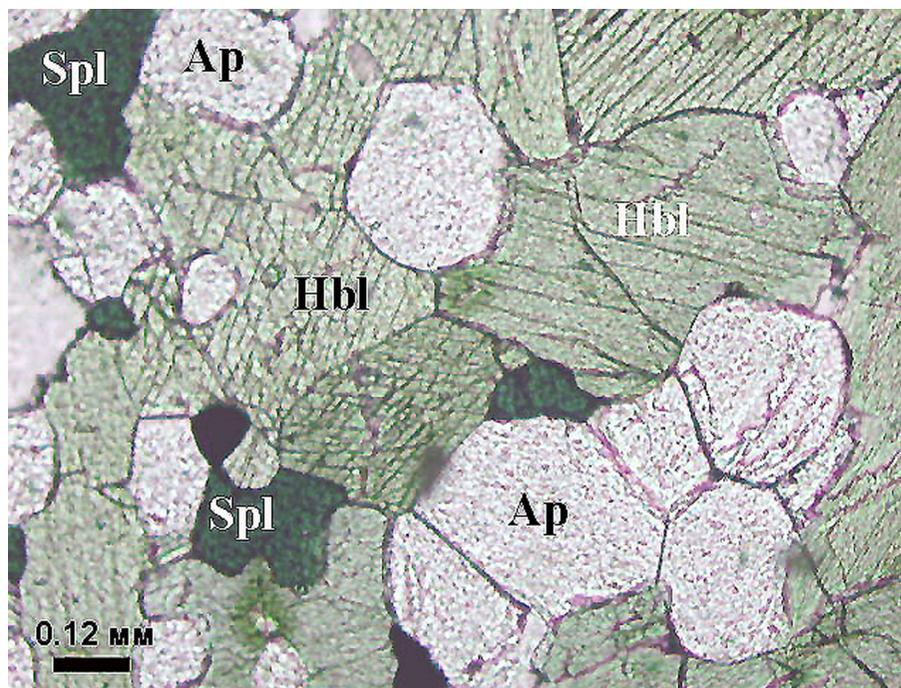


Рис. 23

Апатитовый горнблендит. Изометричнозернистая структура породы. Фото шлифа ИК-211-11, николи параллельны. Ap – апатит, Hbl – амфибол, Spl – шпинель (плеонаст). Северный склон горы Савелькуль.

Основную массу породы (около 65 %) составляют короткопризматические зерна темно-бурого амфибола (калиевого паргасита). В этом агрегате неравномерно распределены изометричные темно-зеленые выделения плеонаста (10-15 %), спорадически встречаются анортит, ильменит, гнезда и прожилки кальцита. Состав минералов этих горнблендитов (табл. 8) указывает на высокobarические и высокотемпературные условия их формирования [80].

Таблица 8

Химический состав (мас. %) гранат-апатит-шпинелевых горнблендитов и минералов из них
из включения в энстатититах на северном склоне горы Савелькуль

омпонен Т	Порода			Гранат (край)	Паргасит			Хлора патит	Плеон аст	Анорт ит	Ильменит	
	1	2	3		1	2	3				2	3
SiO ₂	31.84	28.90	29.64	39.29	39.94	41.32	39.41			43.75		
TiO ₂	2.58	1.84	2.00	-	1.07	1.10	1.06			-	53.10	49.73
Al ₂ O ₃	23.72	25.69	21.21	22.57	18.2	18.14	18.46		62.44	36.62	-	-
Cr ₂ O ₃				-	-	-	-					
Fe ₂ O ₃	8.01	8.26	4.89									
FeO	7.20	4.50	8.10	17.05	10.62	7.11	11.53		20.65	-	42.12	44.74
MnO	0.41	0.15	0.65	1.72	-	-	0.33				1.31	3.00
MgO	11.19	13.50	7.30	4.94	11.55	14.32	11.27		16.63		3.58	
CaO	11.30	11.60	15.80	15.36	12.21	12.32	12.35	54.59		19.43		
Na ₂ O	0.76	1.84	0.93		1.01	1.93	1.22			-		
K ₂ O	0.87	0.61	0.67		1.51	0.63	1.27			-		
H ₂ O ⁺	0.14	0.34	1.30									
H ₂ O ⁻	<0.10	-	3.46									
Cl					0.57	0.29	0.34	3.49				
P ₂ O ₅	1.36	2.54	3.74					41.31				
CO ₂	0.40	<0.10	<0.10									
Сумма	99.78	99.77	99.69	100.93	96.70	97.16	97.24	99.39	99.72	99.80	100.11	97.47
Cr, г/т	107	83	98									
Ni, г/т	143	148	160									
Co, г/т	34	34	34									

Примечание: 1 – проба ИК-211-1; 2 – проба ИК-211-5; 3 – проба ИК-211-12. Пробы отобраны из стенки канавы на северном склоне горы Савелькуль (55° 7' 37.96" с. ш., 60° 17' 55.25" в.д.). Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на энерго-дисперсионном

анализаторе INCA Energy-200

ЭНСТАТИТОВЫЕ ГОРНБЛЕНДИТЫ

Это наиболее редкая разновидность горнблендитов. Они обнаружены в трех пунктах территории Ильменского заповедника совместно с другими видами этих пород.

В крупном кластолите в серпентинитовом меланже Осинового мыса, слагающем изолированную коническую сопку в южной части выходов меланжа, энстатитовые горнблендиты (табл. 9, проба ИК-177-Д) образуют прослой мощностью около 25 см среди шпинелевых пироксенитов и горнблендитов. Основной объем породы сложен бутыльно-зелеными короткопризматическими зернами магнезиальной роговой обманки, в которых наблюдаются участки микрографических сростаний с плеонастом. Светло-коричневые изометричные выделения энстатита по размерам (1-2 мм) не отличаются от окружающих зерен амфибола. Энстатит занимает около 5% объема породы.

Таблица 9

Химический состав (мас. %) энстатитовых горнблендитов Ильменских гор
и минералов из них

Компонент	Порода				Амфибол			Энстатит		Плеонаст		Магнетит	
	1	2	3	4	1	2	3	1	2	1	3	2	3
SiO ₂	42.10	47.24	47.22	51.36	49.49	46.26	46.36	55.63	55.61	-	-	-	0.40
TiO ₂	<0.05	0.17	0.18	0.38	-	-	-	-	-	-	-	3.62	0.14
Al ₂ O ₃	16.42	9.60	8.70	4.30	10.62	11.58	12.08	2.63	1.91	59.05	61.21	1.84	1.39
Cr ₂ O ₃					-	-	-	-	-	-	3.50	4.25	3.33
Fe ₂ O ₃	6.12	7.68	4.12	2.42									
FeO	4.30	2.88	6.82	6.73	7.54	7.28	8.69	14.72	12.13	24.14	20.53	91.15	88.53

MnO	0.21	0.18	0.19	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	18.10	19.63	20.90	21.72	17.74	16.94	16.20	27.21	30.76	16.70	14.55	-	0.21
CaO	10.38	9.20	8.21	9.15	12.69	12.31	12.45	0.81	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.74	1.24	1.20	0.92	0.51	1.70	1.43	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.06	0.16	0.20	0.13	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	1.20	1.24	1.18	1.82									
H ₂ O ⁻	<0.10	<0.10	0.32	0.22									
Cl					-								
P ₂ O ₅	0.08	0.09	<0.20	0.16									
CO ₂	<0.10	<0.10	0.16	<0.10									
Сумма	99.96	99.31	99.40	99.45	98.65	96.07	97.21	101.00	100.41	99.89	99.79	100.86	94.00
Cr, г/т	49	2027		902									
Ni, г/т	126	528		723									
Co, г/т	53	57		65									

Примечание: 1- проба ИК-177-Д, отобрана из прослоя в пачке чередующихся горнблендитов, габбро, пироксенитов и вебстеритов из крупного кластолита в серпентинитовом меланже Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль (55° 16' 20.78" с. ш., 60° 15' 26.42" в.д.); 2 – проба ИК-203-1, отобрана из порфировидных горнблендитов с площадки поперечником 2.5 м среди амфиболитов в окружении выходов гнейсов селянkinской толщи. Южнее озера Бол. Ишкуль, квартал 32 Ильменского заповедника (55° 15' 2.556" с. ш., 60° 15' 26.21" в.д.); 3 – проба Иш-84-2, отобрана [5] из того же обнажения, что и проба ИК-203-1, “метакоматиит” по [81]; 4 – проба ИК-173-17-1, отобрана из глыбки в отвалах канавы по метагипербазитам у северо-западного подножья горы Савелькуль, квартал 112 Ильменского заповедника. Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Из района к югу от оз. Бол. Ишкуль А. Г. Баженовым и др. [5, 81] описаны энстатит-амфиболовые породы, которые были определены как метакоматииты (проба Иш-84-2). Нам удалось обнаружить это местонахождение и отобрать из него пробы пород. На значительной части меридионального холма длиной 35 м и шириной 20 м имеются выходы среднезернистых горнблендитов с отдельными кристаллами анортита № 92 и мелкими зернами диопсида. Амфибол в горнблендите представлен магнезиогастингситом. На гребне холма на площадке поперечником 2.5 м обнажаются энстатитовые горнблендиты (табл. 9, проба ИК-203-1). Порода сложена мелкозернистым агрегатом призматических темно-зеленых зерен амфибола (магнезиальной роговой обманки) длиной до 1 мм. Большинство они размещены субпараллельно. Это же направление выдерживают и мелкие призмы амфибола, часто слагающие пойкилитовые включения в порфировидных выделениях плеохроирующего в розовых тонах энстатита. Его зерна также несколько удлинены по сланцеватости породы и уплощены (рис. 24).

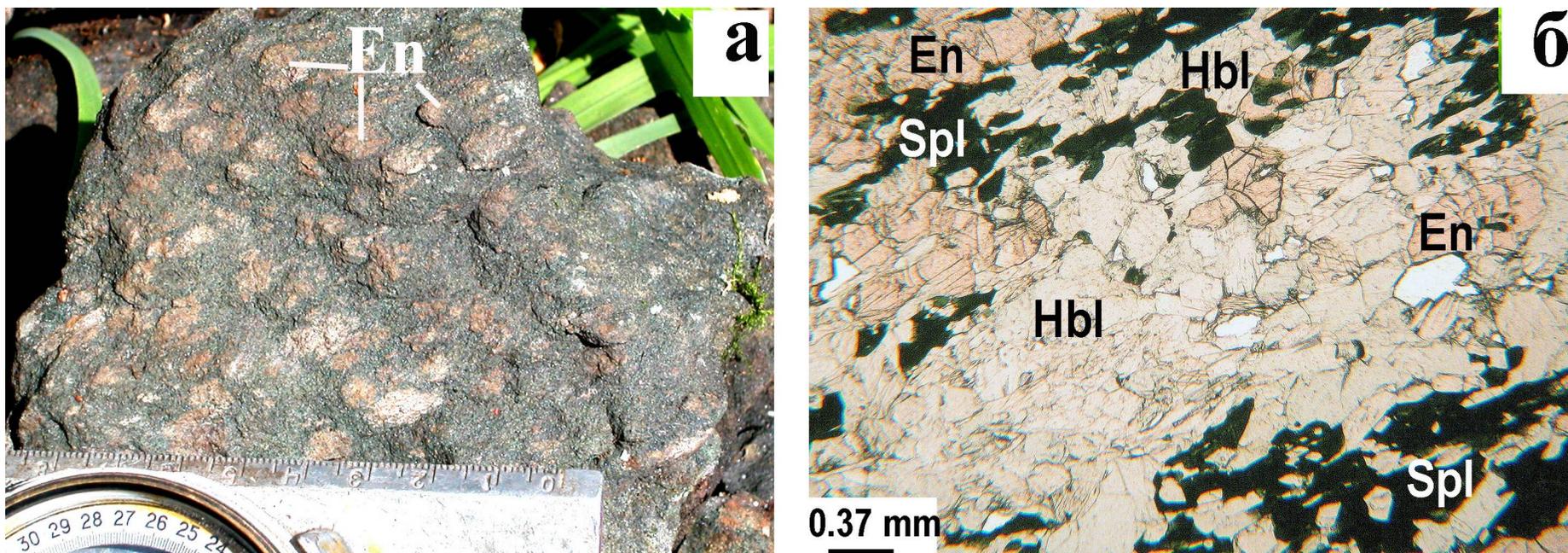


Рис. 24

Энстатитовые горнблендиты Ильменских гор: а - порфировидный энстатитовый горнблендит. Светло-розовые овальные зерна энстатита выделяются на зеленовато-серой более мелкозернистой амфиболовой породе. Обр. ИК-203-1. Южнее оз. Бол. Ишкуль, квартал 32 Ильменского заповедника; б – шпинелевый энстатитовый горнблендит. Фото шлифа ИК-177-Д, николи параллельны. Осинový мыс.

Их поперечник достигает длины 10-15 мм, при толщине зерна около 2-3 мм. Энстатит занимает около 30 % объема породы. Мелкие (доли мм) изометричные зерна слагают темно-зеленая шпинель (плеонаст) и хромистый магнетит. По минеральному составу описанные энстатитовые горнблендиты (пробы ИК-177-Д и ИК-203-1) близки между собой. В кластолите из меланжа Осинового мыса эти породы чередуются с другими породами магматического облика (шпинелевые горнблендиты и пироксениты, габбро). Не отличаются составом и слагающие их амфиболы, энстатит и шпинель. Не подтвердилось отнесение [5] энстатитов пробы ИК-203-1 (=Иш-84-2) к алюмобронзитами, а амфибола – к паргаситам, равно как и наличие в породе спинифекс-структур. Таким образом, энстатит-амфиболовые породы с площади южнее оз. Бол. Ишкуль (проба ИК-203-1 = Иш-84-2) являются одной из минеральных разновидностей достаточно широко распространенных в этом участке и на Осинском мысу горнблендитов. Веских оснований для отнесения их к метакоматиитам не имеется.

Мелкопорфировой структуры энстатитовые горнблендиты обнаружены нами в виде глыбки из отвалов канавы, вскрывшей вмещающие тремолит-антофиллитовые метагипербазиты у основания северо-западного склона горы Савелькуль (табл. 9, проба ИК-173-17-1). Эта мелкозернистая (0.2-1.0 мм) порода сложена резко преобладающими в ней короткопризматическими зернами светло-зеленой в шлифах магнезиальной роговой обманки, которые ориентированы беспорядочно. На их фоне выделяются более крупные (до 1-5 мм) изометричные выделения светло-розового в шлифах энстатита, слагающего 5-10 % объема породы. Кристаллы амфибола и пироксена практически лишены пойкилитовых включений. Не отмечено в них и цветовой зональности, двойников. Мелкие черные, просвечивающие темно-красным цветом, зерна анизотропного рудного минерала располагаются в межзерновом пространстве кристаллов амфибола и энстатита.

ГАББРО

Наибольшее количество новых магматических пород в Ильменогорском комплексе относится к габброидам. Многие из них являются новыми петрографическими разновидностями, сложенными такими редкими или новыми минералами как бариевый биотит, фассаит, калиймагнезиогастингсит, геденбергит, гиалофан, гранат, эпидот и др. Их объединяет очень основной состав плагиоклаза (преимущественно анортит), отсутствие вторичных изменений и реакционных соотношений минералов, их

синхронный рост и высокотемпературный и высокобарический парагенезис, офитовая, порфириовидная и габбровая структуры. За редким исключением, габбро сложены глыбы-включения в серпентинитовом меланже.

ФАССАИТОВЫЕ ГАББРО

Определяющим в составе этих габбро является присутствие фассаита – высокоглиноземистой разновидности диопсида с заметной ролью миналов Чермака и окисного железа. Среди них выявлено две разновидности фассаита [55]: темно-зеленый, бедный титаном, и коричневый, богатый титаном. Зеленый фассаит характерен для габбро из глыб на Осиновом мысу, а коричневый - для гранатового габбро из глыб метаморфизованного серпентинитового меланжа на Савелькульском участке.

МАГНЕТИТ-ЭПИДОТ-ФАССАИТОВОЕ АНОРТИТОВОЕ ГАББРО

Фассаитовое габбро встречено в виде нескольких изолированных глыб в серпентинитовой матрице, а также в виде прослоев мощностью до 35 см в пачке чередования горнблендитов, пироксенитов, вебстеритов, которая образует крупный кластолит на юге полосы серпентинитового меланжа Осинового мыса.

Таблица 10

Химический состав (мас. %) магнетит-эпидотовых фассаитовых габбро

Компонент	Порода		Фассаит		Эпидот		Плагиоклаз		Магнетит	Титаномagnetит	Сфен
	1	2	1	2	1	2	1	2			
SiO ₂	39.08	49.64	42.16	50.14	38.03	37.60	44.80	45.70	-	0.11	30.62
TiO ₂	0.56	0.61	0.91	0.35	-	-	-	-	0.47	14.31	37.37

Al ₂ O ₃	21.88	22.30	11.58	3.88	24.31	25.38	36.06	34.66	2.43	0.88	1.02
Cr ₂ O ₃			-	-	-	-			-	-	-
Fe ₂ O ₃	7.05	2.18			12.11	11.54					
FeO	2.85	2.54	11.60	10.04	-	-	0.18	-	94.75	84.55	-
MnO	0.07	0.14	0.20	0.47	-	-	-	-	0.34	-	
MgO	4.93	3.50	9.40	11.75	0.88	-	-	-	0.68	-	
CaO	20.21	17.00	23.65	22.75	22.97	22.60	18.79	16.83			27.96
Na ₂ O	0.58	1.24	0.42	0.66	-	-	-	1.35			
K ₂ O	0.23	0.25	-	-	-	-	-	-			
H ₂ O ⁺	0.20	0.38									
H ₂ O ⁻	0.22	<0.10									
V ₂ O ₅									0.35		
CoO									0.091		
P ₂ O ₅	1.43	0.16									
CO ₂	<0.10	<0.10									
Сумма	99.29	99.94	99.92	100.04	98.30	97.12	99.83	98.54	99.11	99.85	96.97
Cr, г/т	26	30									
Ni, г/т	34	53									
Co, г/т	14	20									

Примечание: 1 – проба ИК-194-4, отобрана из глыбы габбро гипидиоморфнозернистой (габбровой) структуры

(55° 16' 29.42" с. ш., 60° 15' 29.12" в.д.); 2 – проба ИК-194-18, отобрана из неравнозернистого

порфириовидного габбро в том же участке серпентинитового меланжа на Осиновом мысу оз.

Бол. Ишкуль (55° 16' 24.89" с. ш., 60° 15' 24.84" в.д.). Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Габбро из глыб (табл. 10, проба ИК-194-4) представляет собой полнокристаллическую неравнозернистую меланократовую массивную породу кайнотипного облика. Основную массу описываемой породы габбровой структуры (70-75 % объема) слагают бесцветные прозрачные сдвойникованные зерна плагиоклаза размером до 2-3 мм, местами содержащими

скопления чешуек мусковита. По краям некоторых зерен плагиоклаза или в виде тонких ветвящихся жилок в них развивается бесцветный радиально-лучистый или поперечно-волоконистый агрегат цеолитов. По данным микрозондового анализа (табл. 10) состав плагиоклаза отвечает анортиту. Его выделения в породе размещены беспорядочно, не обнаруживая преимущественной ориентировки. В зернах анортита содержатся пойкилитовые включения изометричных зерен темно-зеленого фассаита со сглаженными контурами (рис. 25), а также изометричные и гипидиоморфные зерна эпидота. Последние нередко являются включениями и в кристаллах фассаита. Мы полагаем, что этот эпидот имеет магматическое происхождение. Эпидот в интрузивных породах гранодиорит-тоналитового состава известен уже более 90 лет. В основных породах он очень редок, но его находки там также отмечались [82, p.415].

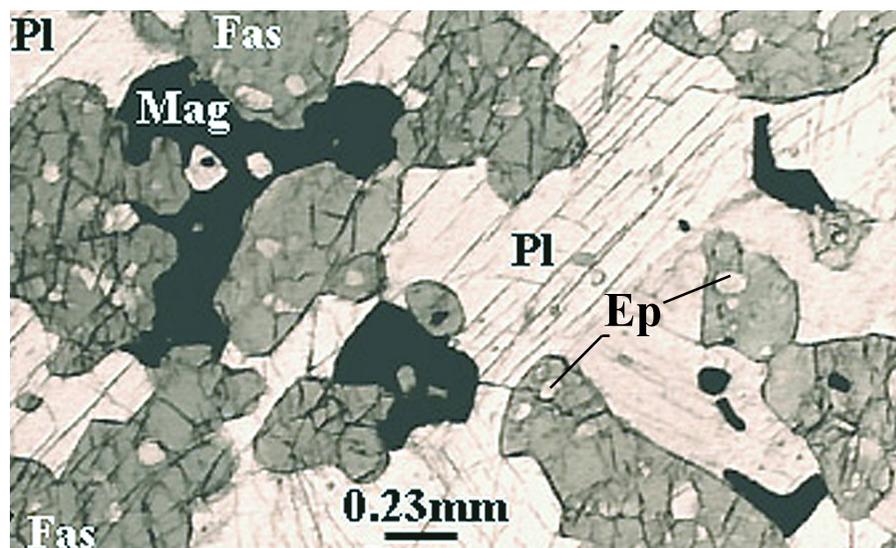


Рис. 25

Магнетит-эпидот-фассаитовое анортитовое габбро. Зеленые изометричные зерна фассаита заключены в крупных кристаллах анортита. Фото шлифа ИК-194-4, николи параллельны. Осиный мыс.

В анортите встречаются и очень мелкие (до 50 мкм) округлые, гантелевидные и с закругленными гранями зернышки бесцветного однородного циркона. Иногда здесь же можно наблюдать столь же мелкие призматические кристаллики светло-зеленого клинопироксена. Нередко крупные таблитчатые кристаллы анортита пронизаны мелкими (0.02-1 мм) червеобразными вростками фассаита. По результатам подсчета площади вростков в двух зернах плагиоклаза с помощью программы Scion Image, они занимают 29.37-40.46 % площади зерен плагиоклаза (рис. 26).

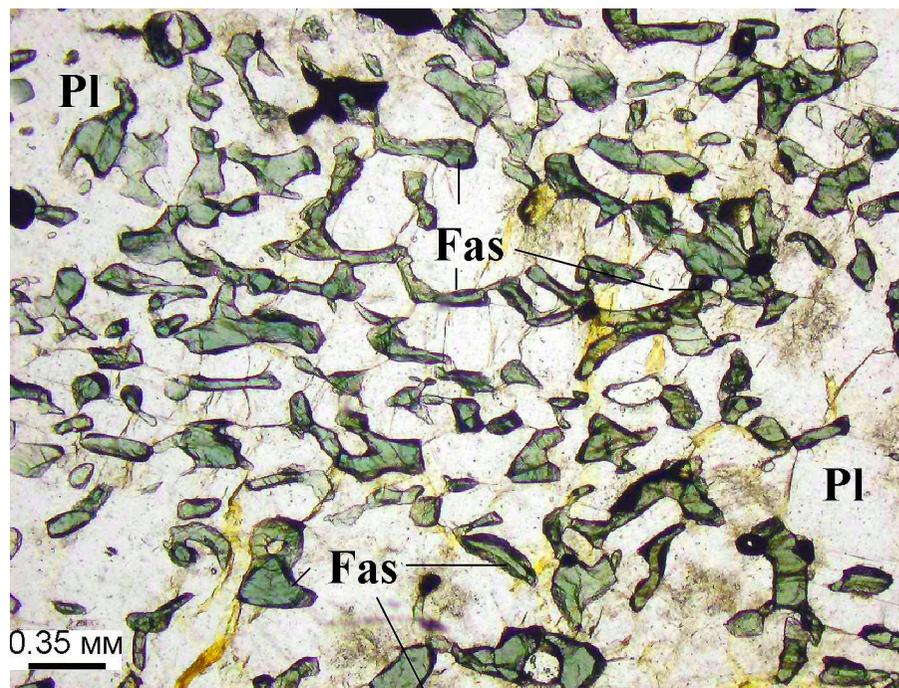


Рис. 26

Микрографическое синтаксическое срастание фассаита (Fas) с анортитом (Pl) в фассаитовом габбро. Фото шлифа ОСМ-5, николи параллельны. Осинový мыс.

Эти вроски имеют угловатые очертания и в пределах вмещающих их зерен анортита обнаруживают определенную ориентировку с одновременным погасанием (синтаксические срастания). По форме они напоминают ихтиоглипты кварца в графических срастаниях с полевым шпатом в гранитных пегматитах. Подобные структуры характерны для магматических пород, кристаллизующихся при эвтектических соотношениях компонентов расплава. Породы такого состава в Ильменогорском метаморфическом комплексе еще не встречались. Но интрузивные фассаитовые породы достаточно широко распространены в составе Нижне-Тагильского массива на Среднем Урале. Фассаит там слагает крупнозернистые скопления в пироксенитах, перидотитах и габбро [83].

Более редки (5-11 %) подобные по форме и размерам вроски магнетита, практически не содержащего хрома, но с заметными количествами ванадия. Магнетит образует графические сроски с фассаитом и плагиоклазом, иногда встречается в форме октаэдров. В отдельных зернах графической структуры червеобразные выделения магнетита занимают 65.61 % площади зерна. Местами магнетитом сложены участки сидеронитовой структуры, в которых он цементирует многочисленные изометричные зерна эпидота и фассаита. В виде одиночных зерен или в прожилках совместно с фассаитом и магнетитом в габбро присутствуют темно-бурые зерна амфибола (магнезиальной роговой обманки) поперечником до 1-5 мм. Его содержание в породе около 1-3 %. Скопления медово-желтых прозрачных зерен эпидота поперечником до 3-5 мм образуют в габбро многочисленные пойкилитовые включения в плагиоклазе и фассаите, а также гнездообразные скопления и прожилки. В отдельных образцах габбро содержатся заметные количества мелких зерен сфена, неравномерно распределенных в породе.

Темно-зеленый цвет выделений фассаита сохраняется и в шлифах. По данным мессбауэровского спектра в зеленом фассаите очень велика роль атомов Fe^{3+} (в 3 раза больше, чем атомов Fe^{2+}). В этом кроется причина интенсивной зеленой окраски фассаита из габбро, что согласуется с данными по другим регионам. Высокие содержания Al_2O_3 , заметная роль Fe_2O_3 в составе этого кальциевого клинопироксена полностью отвечают характеристике состава фассаита, резко отличают его от состава типового диопсида. Фассаиты заметно обогащены чермакитовыми миналами. Развития вторичных минералов по фассаиту не отмечено. Инородные включения в нем обычно отсутствуют, зато наблюдаются неровные поверхности одновременного роста с кристаллами

анортита и магнетита. Описанные взаимоотношения минералов в габбро, форма индивидов и поверхностей их соприкосновения (индукционные или компромиссные [36]) говорят об их синхронной кристаллизации.

ПОРФИРОВИДНОЕ КВАРЦСОДЕРЖАЩЕЕ ФАССАИТОВОЕ ГАББРО

Неподалеку от глыб магнетит-эпидот-фассаитового габбро в серпентинитовой матрице меланжа встречена изолированная угловатая глыба поперечником до 3 м порфировидной неравномернозернистой породы (табл. 10, проба ИК-194-18). Около 70 % ее объема занимают крупные (3.5 x 1-1.5 см в сечении) призматические кристаллы темно-зеленого фассаита, распределенные в породе довольно равномерно (рис. 27). Кристаллы фассаита густо (45.6 % объема) и относительно равномерно насыщены мелкими (0.1-0.35 мм) изометричными зернами плагиоклаза, реже – кварца (0.2-0.3 мм) и сфена.

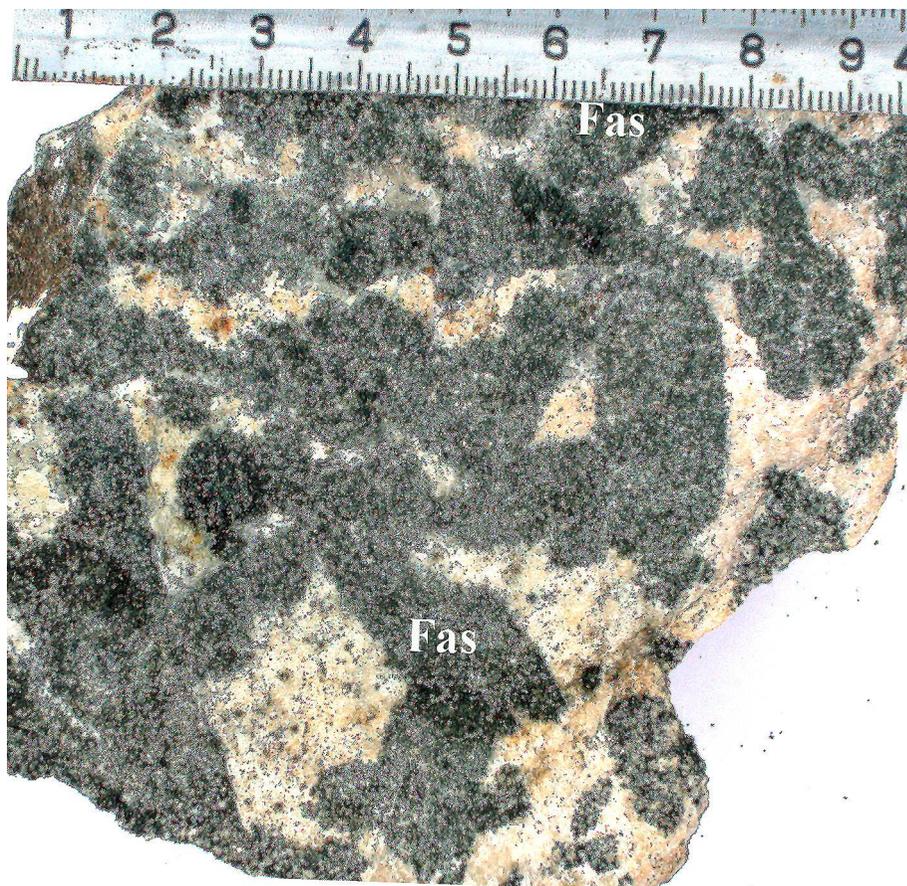


Рис. 27

Порфировидное фассаитовое габбро. Крупные призматические кристаллы фассаита синевато-зеленого цвета выделяются на фоне мелкозернистой лейкократовой кварц-полевошпатовой породы. Фото полированной поверхности обр. ИК-194-18. Осиновый мыс.

Примерно этот же состав и мостовидную структуру имеет цементирующая порфировидные выделения фассаита основная масса породы. Зерна незонального плагиоклаза (битовнита № 87, табл. 10) плотно прилегают друг к другу, между ними изредка встречаются изометричные зерна кварца, апатита, идиоморфные кристаллики розовато-коричневого сфена поперечником до 0.5-

0.7 мм, неправильной формы зерна магнетита. Кристаллы битовнита иногда содержат мелкие (до 50 мкм) округлые включения желтовато-зеленого эпидота.

Наличие крупных гипидиоморфных кристаллов фассаита среди полнокристаллической мелкозернистой массы преимущественно битовнитового состава с небольшой примесью зерен кварца, эпидота, сфена, магнетита и апатита, наличие между ними поверхностей синхронного роста, отсутствие следов замещения одних минералов другими, их высокотемпературный парагенезис (анортит, фассаит, высокоглиноземистые амфиболы), свежий облик породы позволяют отнести ее к магматическим образованиям.

ГРАНАТ-КЛИНОЦОИЗИТОВОЕ ФАССАИТОВОЕ ГАББРО

Это неравнозернистая полнокристаллическая порода пятнистой, полосчатой, шпировидной текстуры. Ее слагают плагиоклаз (50-60 % объема породы), гранат (18-20 %), фассаит (15-20 %), клиноцоизит (около 10 %), паргасит (1-3 %), отдельные кристаллики апатита, циркона, шпинели и ильменита (табл. 11, проба ИК-173-13-1).

Таблица 11

Химический состав (мас. %) гранат-клиноцоизитового фассаитового анортитового габбро и минералов из него

Компонент	Порода	Фассаит	Анортит	Плеонаст	Паргасит	Гранат		Клиноцоизит	
						край	центр	в анортите	в гранате
SiO ₂	37.47	46.33	44.34	-	42.96	39.53	38.75	40.49	40.73
TiO ₂	1.34	2.15	-	-	0.89	0.13	0.14	0.19	0.16
Al ₂ O ₃	26.91	9.50	35.59	56.09	16.66	22.10	21.70	28.45	28.57
Cr ₂ O ₃		0.05	-	0.07	0.05	-	-	0.05	0.04
Fe ₂ O ₃	5.77								
FeO	3.16	5.77	0.08	35.09	11.56	14.19	14.02	5.04	4.85
MnO	0.21	0.15	-	0.30	0.18	1.88	1.74	0.05	0.07
MgO	4.02	11.43	0.13	8.49	11.56	3.11	2.98	0.29	0.22

CaO	19.46	24.54	19.79	-	12.59	19.90	19.65	23.51	23.70
Na ₂ O	0.16	0.07	-	-	1.87	-	-	-	-
K ₂ O	0.07	0.20	-	-	0.55	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	0.22								
H ₂ O ⁻	0.13								
P ₂ O ₅	0.42								
CO ₂	<0.10								
Сумма	99.44	100.19	99.93	99.97	98.87	100.84	98.98	98.07	98.34
Cr, г/т	118								
Ni, г/т	38								
Co, г/т	43								

Примечание: проба ИК-173-13-1 отобрана из глыбы метаморфизованного меланжа на северо-западном склоне горы Савелькуль (квартал 112 Ильменского заповедника, 55° 7' 36.12" с. ш., 60° 17' 42.43" в.д.). Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на JXA-733.

Субизометричные крупные (5-20 мм) кристаллы бесцветного в шлифах плагиоклаза слабо сдвойникованы, лишь слегка задеты вторичными изменениями (серицит, кальцит). Они соприкасаются друг с другом, не обнаруживая какой-либо преимущественной ориентировки. По химическому составу (табл. 11) плагиоклаз соответствует анортиту. Пойкилитовыми вростками в нем чаще всего служат мелкие (0.2-1 мм) изометричные зерна фассаита, бесцветные короткопризматические и округлые кристаллы клиноцоизита и тонкая (до 1 мм) вкрапленность отдельных зерен ильменита, хлорapatита и циркона, более крупные выделения паргасита и шпинели. В. А. Попов отметил наличие в пределах отдельных кристаллов анортита параллельных полосок, в которые группируются мелкие выделения фассаита. Это возможно при отталкивании образовавшихся кристалликов фассаитов растущей гранью кристалла анортита с последующим их захватом, что свидетельствует о кристаллизации плагиоклаза из расплава, т. е. о магматическом происхождении породы.

На фоне крупнозернистой анортитовой массы породы изометричные выделения поперечником от 4-7 до 20 мм слагают зерна темно-коричневого граната (рис. 28).

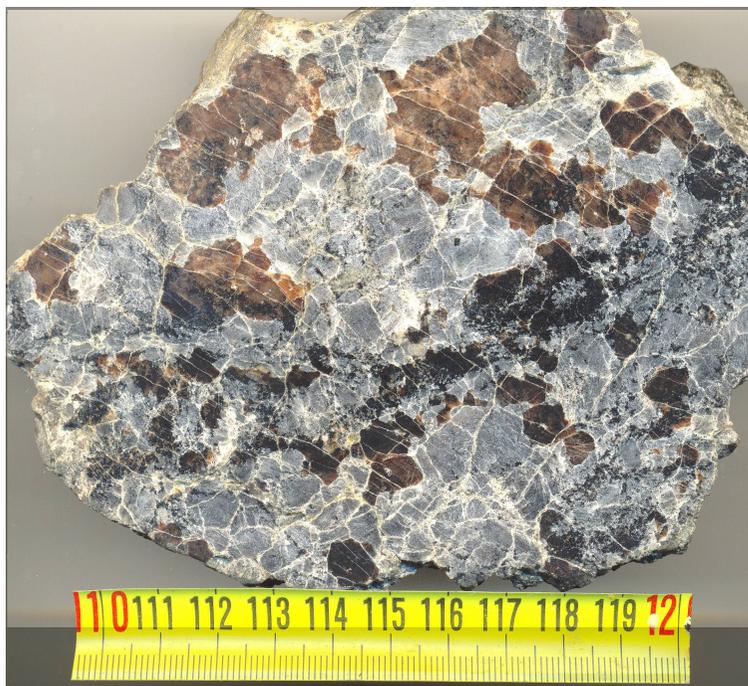


Рис. 28

Порфировидная структура гранатового клиноцоизит-фассаитового анортитового габбро. Крупные выделения темного красновато-коричневого цвета принадлежат кристаллам альмандин-гроссуляра. Фото полированной поверхности обр. ИК-173-13-1. Северо-западный склон горы Савелькуль.

Микронзондовый анализ выявил принадлежность гранатов к альмандин-гроссуляру с пироповой составляющей около 11.5 % при железистости 72 %.. Необычным является отсутствие заметной химической неоднородности в поперечном сечении кристаллов граната. С окружающими кристаллами плагиоклаза гранат имеет индукционные поверхности синхронного роста. Зерна граната буквально переполнены огромным количеством мелких включений, которых особенно много в ядерных частях

кристаллов. Среди них резко преобладают бесцветные округлые зерна клиноцоизита; нередко также фассаит, ильменит и хлорapatит, встречаются паргасит и циркон.

Зерна фассаита в шлифах окрашены в коричневый цвет с достаточно отчетливым плеохроизмом. Они прозрачны, с плохо проявленными трещинами призматической спайности. Коричневый цвет фассаита обусловлен высоким содержанием (до 2 %) TiO_2 . Характернейшей морфологической особенностью зерен фассаита из габбро является их грануломорфный облик. Это видно как на плоских срезах, так и на объемных снимках, полученных на растровом электронном микроскопе. Иногда на изобилующей мелкими сглаженными ямками и выступами сферической поверхности зерен плоские грани практически не видны. Такая морфология зерен встречается в метаморфических породах высокотемпературных фаций (амфиболиты, эклогиты), а также в некоторых магматитах (габбро, пегматиты, карбонатиты и т.д.). Она является одним из проявлений идиоморфной поверхности кристаллов [36].

Клиноцоизит образует скопления очень мелких зерен (26-70 мкм) в виде включений в кристаллах анортита и граната. Особенно обильны они в последнем. Здесь клиноцоизит представлен сферическими и каплевидными зернами с гладкой поверхностью, без отчетливых кристаллографических форм. Но внутри зерен клиноцоизита нередко мельчайшие (1-5 мкм) бесцветные включения призматической формы и непрозрачные кристаллики рудного минерала. Зерна клиноцоизита, образующие включения в анортите, как правило, имеют короткопризматический габитус с хорошо выраженными кристаллографическими формами. Последнее обстоятельство не позволяет считать их уцелевшими реликтами неразложившегося в ходе метасоматической реакции минерала. Они встречаются либо в виде мелкозернистых скоплений, либо в виде одиночных кристаллов. В отличие от включений в гранатах, клиноцоизит в анортите минералов-узников практически не содержит. Во всех случаях клиноцоизит имеет близкий химический состав (табл.11) и сходные оптические свойства. Минерал прозрачный, бесцветный или светло-желтый, двуосный, оптически положительный, с косым погасанием и аномальной (голубой) интерференционной окраской с сильной дисперсией.

Паргаситом сложены мелкие призматические кристаллы темного буро-зеленого цвета. Концевые грани кристаллов паргасита, а также их боковые поверхности нередко закруглены или заметно сглажены. Вероятно, паргасит является более

поздним образованием в породе, поскольку он местами слагает тонкие прожилки, рассекающие зерна граната. Почти черные, в тонких сколах – темные голубовато-зеленые, зерна в породе слагает магнезиально-железистая шпинель, по химическому составу близкая к плеонасту.

Весьма примечательно, что и в гранате и в анортите встречаются редкие и очень мелкие (10-30 мкм) однородные по строению зернышки прозрачного бесцветного или светло-желтого циркона, которые, как и клиноцоизит в гранате, очень часто имеют изометричные очертания с гладкой сферической поверхностью. По существующим представлениям [84, 85], такая морфология зерен циркона характерна для пород, претерпевших гранулитовый метаморфизм. По составу главных компонентов (анортит, клинопироксен), их количественным соотношениям и гипидиоморфнозернистой структуре описываемая порода относится к габброидам. С учетом сказанного породу можно назвать фассаитовым габбро.

ГРАНАТОВЫЕ АНОРТИТОВЫЕ ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТ-ФАССАИТОВЫЕ ГАББРО

Меланократовые тонкозернистые порфиридные габбро слагают небольшие глыбы-включения в тремолит-антофиллитовых метагипербазитах у северо-западного подножья горы Савелькуль.

Основной объем описываемой породы (габбро) сложен разноориентированными кристаллами анортита (около 70 %) и примерно в равных соотношениях (до 15 %) – амфибола (ферропаргасита) и клинопироксена (фассаита). Фассаит здесь имеет бутылочно-зеленый цвет и характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 (около 6 %) и TiO_2 (1.4-1.9 мас. %). Форма зерен перечисленных минералов изометричная или короткопризматическая. Их размеры находятся в пределах 0.1-2.0 мм. На этом фоне выделяются буро-красные выделения альмандин-гроссуляра поперечником до 2.5 мм с нечеткими ограничениями (до 3 %). Зерна пироксена, плагиоклаза и граната содержат очень мелкие (от 0.01 до 0.1 мм), часто изометричные включения бесцветного циркона и хлорапатита, светло-коричневого сфена, зеленого амфибола, черного ильменита и хромистого титаномагнетита. Призматические кристаллы амфибола включений содержат мало: преимущественно это округлый циркон. Основной объем кристаллов плагиоклаза сложен анортитом (№ 99). По данным микрозонда и растрового микроскопа по их периферии в виде тонких прерывистых полосок или мелких включений иногда отмечается битовнит (№ 78) и лабрадор (№ 66). Структура породы гипидиоморфнозернистая (габбровая), текстура – пятнисто-полосчатая. Развития вторичных минералов в породе не отмечено, как

и следов замещения одних минералов другими. Судя по форме граничных поверхностей минералов, соотношения между ними являются компромиссными, что свидетельствует о синхронной совместной кристаллизации всех минералов [36]. В фассаит-анортитовой матрице габбро беспорядочно или прерывистыми полосками размещены очень мелкие (поперечником от 0.02-0.06 мм до 0.24-0.43 мм) мирмекитовые сростки фассаита и ильменита. Морфологически они очень сходны с мирмекитовыми сростаниями рудных минералов. С окружающими минералами они имеют резкие отчетливые границы. Форма их сечений меняется от прямоугольной до неправильно-лапчатой или линзовидной. Прихотливо-изогнутые белые тонкие вросстки ильменита чередуются с темно-серыми подобной же морфологии вросстками фассаита. Длина отдельных червеобразных вростков ильменита составляет 2-18 мкм при толщине 1-5 мкм. На их фоне иногда выделяются относительно крупные (до 0.1 мм в поперечнике) изометричные зерна ильменита, от которых ответвляются червеобразные изогнутые полоски. В скрещенных николях все вросстки ильменита в пределах одного зерна гаснут одновременно. Так же ведут себя и вросстки фассаита. Это свидетельствует об ориентированном (синтаксическом) сростании двух минералов. Причудливые очертания вростков, отсутствие у них какой-либо системы в ориентировке, резкое отличие в составе и структуре сростшихся минералов (сложный окисел титана и железа с одной стороны и магнезиально-железистый силикат кальция – с другой) – все это противоречит предположению об их возникновении при распаде гипотетического твердого раствора столь необычных гетероструктурных фаз. Не наблюдается здесь и признаков замещения одного минерала другим, равно как и заметной неоднородности в их составе.

БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫЕ ГАББРО

Описываемые породы по минеральному составу представляют собой уникальные образования. В качестве породообразующих в них впервые описаны бариевый биотит, новая разновидность амфиболов (калиймагнезиогастингсит), эпидот магматического происхождения. Впервые для Урала здесь обнаружены цельзиан и гиалофан, установлено наличие манганийльменита с очень высоким содержанием MnO (до 20 %) и цинковистый плеонаст. Последние два минерала до этой находки были известны лишь из гранитных пегматитов.

По структуре биотит-амфиболовые габбро делятся на офитовые, порфирированные и гипидиоморфнозернистые.

ОФИТОВОЕ БИОТИТ-АМФИБОЛОВОЕ АНОРТИТОВОЕ ГАББРО

Этим габбро сложена изолированная глыба поперечником около 1.5 м в неравномерно серпентинизированных энстатититах меланжевой полосы Осинового мыса. Офитовая структура породы (рис. 29) обусловлена крупными (до 2-3 см) кристаллами плагиоклаза (преимущественно анортита с мелкими вростками битовнита, очень редко – цельзиана).



Рис. 29

Офитовая структура крупнозернистого биотит-амфиболового анортитового габбро. Фото полированной поверхности обр. ИК-194-16. Осиновый мыс.

Плагиоклазом сложено 38-40 % объема породы, а 57 % падает на долю столь же крупных короткопризматических кристаллов темного зеленовато-бурого амфибола (калиймагнезиогастингсита). Зерна амфибола и плагиоклаза насыщены множеством мелких (до 0.3-0.7 мм) пойкилитовых включений идиоморфной и гипидиоморфной огранки эпидота, магнетита, титаномагнетита, хлорапатита, сфена и циркона. Между зернами амфибола и плагиоклаза располагаются пластинки зеленовато-черного бариевого биотита (до 5 %). Отличительной особенностью этого габбро является сонахождение в нем минералов, содержащих заметное количество бария (табл. 12, проба ИК-194-16). Он отмечен в составе биотита, амфибола, плагиоклаза

(вплоть до появления цельзиана) и эпидота. Отметим уникальность минерального состава габбро: в нем встречено три минерала, ранее на Урале неизвестных (бариевый биотит, калиймагнезиогастингсит, цельзиан). В этой ассоциации совместно с анортитом встречены мелкие зерна фассаита.

Таблица 12

Химический состав (мас. %) офитового биотит-амфиболового габбро

Компонент	Порода		Амфибол		Биотит		Эпидот		Фассаит
	1	2	1	2	1	2	1	2	1
SiO ₂	38.15	35.04	36.28	37.36	31.14	29.62	37.62	36.79	41.97
TiO ₂	0.83	1.56	1.47	1.30	3.22	2.68	0.36	0.34	1.29
Al ₂ O ₃	24.40	21.63	16.37	17.10	17.91	16.09	24.51	25.09	12.34
Cr ₂ O ₃			-	-	-	-			
Fe ₂ O ₃	7.90	7.73	7.29				11.21	11.12	
FeO	3.36	7.30	8.76	14.39	14.41	17.63	-	-	10.94
MnO	0.22	0.27	0.45	0.34	0.31	-	0.20	-	0.28
MgO	4.97	5.20	10.23	11.30	13.67	11.58	1.40	0.08	9.57
CaO	15.64	13.67	11.84	12.35	-	-	23.16	23.60	23.50
Na ₂ O	0.64	1.06	1.05	0.87	-	0.13	-	-	
K ₂ O	1.91	2.40	3.34	3.08	7.18	8.48	-	-	
H ₂ O ⁺	1.14	1.84	1.90		3.22				
H ₂ O ⁻	-	0.10	0.05		0.04				
Cl			0.50	0.32	0.41	0.25			
BaO		0.44	0.92	0.34	8.52	2.13	0.27		
V ₂ O ₅					-				
ZnO				0.03		1.04			
P ₂ O ₅	0.34	0.64							
CO ₂	<0.10	<0.10							

Сумма	99.50	98.88	100.45	98.78	100.03	89.63	98.79	98.43	99.89
Cr, г/т	71	29							
Ni, г/т	39	33							
Co, г/т	46	45							
Cu, г/т		15							
Zn, г/т		112							
Pb, г/т		27							
Sr, г/т		3234							
Ba, г/т		4427							

Продолжение таблицы 12

Компонент	Анортит		Битовнит		Цельзиан	Ильменит		Титаномагнетит		Апатит
	1	2	1	2		1	2	1	2	
SiO ₂	44.22	44.92	45.96	45.25	35.49	-	0.67		1.01	
TiO ₂	-	-	-	-	-	48.64	48.79	14.19	15.47	
Al ₂ O ₃	35.90	35.40	34.57	35.05	26.40		0.81		1.02	
Cr ₂ O ₃						-	-	-	-	
FeO	0.32	0.31	-	0.04	0.17	49.21	46.13	80.96	81.99	
MnO						2.05	1.80		-	
MgO					3.29		1.47		0.41	
CaO	19.43	19.05	16.34	15.65	0.80		0.27			53.63
Na ₂ O	-	-	2.28	3.68	0.60					
K ₂ O	-	0.06	-	0.21	-					
Cl										2.35
SrO										
BaO	0.36		-		32.29					
V ₂ O ₅								0.905		

P ₂ O ₅										40.94
Сумма	99.87	99.74	99.15	99.88	99.04	99.90	99.94	96.05	99.88	96.92

Примечание: пробы отобраны из глыб в серпентинитовом меланже Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль в Ильменском заповеднике: 1 – проба ИК-194-16 (55° 16' 25.21" с. ш., 60° 15' 29.3" в.д.); 2 – проба ИК-194-5А (55° 16' 27.95" с. ш., 60° 15' 29.74" в.д.). Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным и В. А. Котляровым в ИМин УрО РАН на JXA-733 и РЭММА-202 м.

ПОРФИРОВИДНОЕ ГИАЛОФАНСОДЕРЖАЩЕЕ БИОТИТ-АМФИБОЛОВОЕ ЛАБРАДОРОВОЕ ГАББРО

Глыба гиалофансодержащей породы имеет поперечник 0.4 x 1.7 м. Это неравномернoзернистая полнокристаллическая порода, на сером фоне которой черным цветом выделяются крупные (5-20 мм) субизометричных очертаний зерна моноклинного амфибола пойкилитовой структуры, довольно равномерно размещенные в породе и не обнаруживающие преимущественной ориентировки (рис. 30). Амфибол занимает около 30 % объема породы и по химическому составу относится к калиймагнезиогастингситу. Между зернами амфибола, часто в сростании с лейстами плагиоклаза, беспорядочно располагаются идиоморфные пластинки шестигранных очертаний зеленовато-черного бариевого биотита (рис. 31). Их размер в поперечнике составляет 1-3 мм, на них нередко наблюдается индукционная штриховка. Биотит слагает около 10 % объема породы, по составу он близок к его типовой титанистой разновидности. Из других меланократовых минералов наиболее заметны черные октаэдры магнетита (3-5 %). Более редки мелкие светло-коричневые выделения сфена. В плагиоклазе отмечены включения мельчайших округлых кристалликов бесцветного однородного по строению циркона, а также мелкие призмы фтор-апатита.



Рис. 30

Порфировидная структура неравномернoзернистого биотит-амфиболового лабрадорoвого габбро с гиалофаном. Фото полированной поверхности обр. ИК-194-5. Осинoвый мыс.

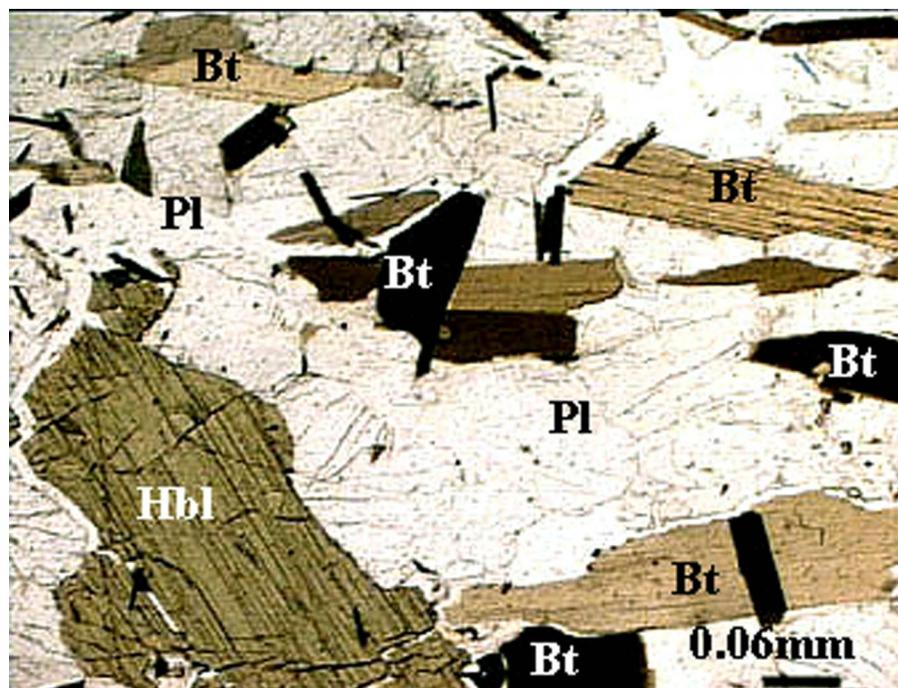


Рис. 31

Гипидиоморфнозернистая структура биотит-амфиболового габбро. Фото шлифа ИК-194-5, николи параллельны. Осиновый мыс.

Для наших целей наиболее интересна полевошпатовая составляющая породы. Она занимает около 60 % ее объема и представлена преимущественно плагиоклазом. Различаются две морфологические группы зерен плагиоклаза: преобладающий в породе средnezернистый (3-5 мм) агрегат из неориентированных короткотаблитчатых выделений белого цвета без отчетливой огранки, и мелкие (0.5-1 мм) субизометричные кристаллы, покрытые большим количеством граней различной формы. По мнению В. А. Попова эти псевдограницы возникли при синхронном росте зародышей кристаллов плагиоклаза и окружавших его зерен амфибола и магнетита. Наряду с псевдогранями, В. А. Попов обнаружил в этих кристаллах и их собственные кристаллографические формы, что может свидетельствовать об их росте в магматическом расплаве. Идиоморфную огранку имеют

и мелкие кристаллики фтор-апатита и сфена, нередко заключенные в зернах амфибола, магнетита и плагиоклаза. Состав плагиоклазов обеих морфологических групп близок – это лабрадор № 51-58, содержащий заметные количества SrO и K₂O. В мелких многогранниках наблюдались простые (манебахские) двойники и бегущее зонально-диффузное погасание. Эти зерна прозрачны и имеют светлую голубовато-серую окраску. Более крупные кристаллы лабрадора прозрачны и бесцветны, полисинтетически сдвойникованы. По ним отмечено незначительное развитие сосюритового агрегата.

Таблица 13

Химический состав (мас. %) порфириовидного гиалофансодержащего биотит-амфиболового лабрадорного габбро
(проба ИК-194-5)

Компонент	Порода	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз	Гиалофан	Ильменит	Манганильменит	Магнетит	Титаномагнетит	Zn-шпинель
SiO ₂	45.75	38.61	35.64	52.84	62.97					
TiO ₂	0.72	1.35	3.80	-	0.10	50.53	53.25	0.67	18.33	0.79
Al ₂ O ₃	22.98	13.69	15.51	29.90	20.83					58.73
Cr ₂ O ₃										
Fe ₂ O ₃	3.99									
FeO	5.46	18.84	18.22	0.20	0.07	47.89	27.76	99.18	81.41	14.17
MnO	0.16	0.52	0.41	-	-	1.43	18.89	0.28	0.26	1.11
MgO	3.68	9.32	11.89	-	-	-	-			12.42
CaO	10.40	11.01	-	11.99	0.35					
Na ₂ O	2.91	1.59	0.10	4.75	1.25					
K ₂ O	2.10	2.72	10.01	0.47	14.41					

H ₂ O ⁺	0.48									
H ₂ O ⁻	0.26									
SrO		-	-	0.76	-					
BaO		0.15	1.29	0.20	3.92					
V ₂ O ₅		0.13	0.13	-	-			0.42		
ZnO										13.12
P ₂ O ₅	0.20									
CO ₂	<0.10									
Сумма	99.09	97.93	97.00	100.15	99.98	99.85	99.90	100.55	100.00	100.34
Cr, г/т	35									
Ni, г/т	14									
Co, г/т	34									

Высокое количество K₂O в породе (2.10 %) обусловлено тем, что все основные породообразующие минералы содержат этот окисел в больших или заметных количествах (табл. 13). Гипидиоморфнозернистая структура с участками пойкилитовой, практическое отсутствие реакционных взаимоотношений между минералами, наличие собственных кристаллографических форм у соприкасающихся минералов позволяют считать эту породу магматической, относимой к семейству субщелочных габброидов [75]. Эту разновидность габбро отличают высокие количества амфибола (до 30 %) и биотита (около 10 %), отсутствие пироксена и оливина, наличие магнетита и фтор-апатита. Весьма существенно, что между всеми породообразующими минералами В. А. Поповым наблюдались компромиссные поверхности синхронного роста. Следов замещения одних минералов другими не отмечено и в шлифах. Биотит-амфиболовые габброиды описаны из дунит-пироксенит-габбровых ассоциаций Урала и Аляски [83, 75], но авторы описаний подчеркивают вторичный характер как амфибола, замещающего пироксен, так и биотита. В нашем случае амфибол, биотит и плагиоклаз росли синхронно, поэтому можно говорить о первичномагматическом происхождении биотит-амфиболового габбро Осинового мыса.

При просмотре шлифов габбро было установлено присутствие калиевого полевого шпата с заметной ролью бария (гиалофана) (рис. 32). Оказалось, что и в более крупных таблитчатых зернах плагиоклаза также имеются мелкие неправильной

формы участки, сложенные калиевым полевым шпатом, которые в пределах зерна гасли одновременно (рис. 32). Размеры таких выделений редко превышают 50-300 мкм в поперечнике.

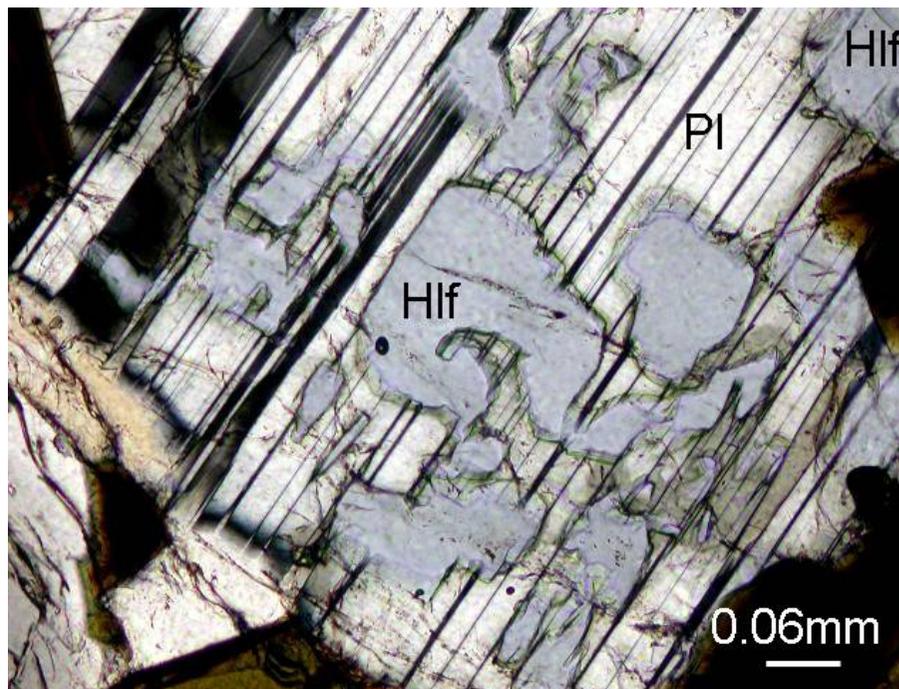


Рис. 32

Синтаксические сростки гиалофана со сдвойникованными зернами лабрадора. Фото шлифа ИК-194-5, николи параллельны. Осиновый мыс.

Таким образом, на Урале обнаружено первичномагматическое биотит-амфиболовое с гиалофаном габбро [57]. Такого состава изверженные породы в литературе пока еще не описывались. Обычно отмечалась приуроченность гиалофана к породам, вмещающим марганцевые руды, либо к линзам и прожилкам, пегматитовым жилам в гнейсах. Привлекает внимание тот факт, что в Ильменогорском комплексе большинство пород имеет натриевую щелочность. Существенно калиевые разновидности

минералов встречены лишь в породах, слагающих включения в серпентинитовом меланже (в том числе метаморфизованном), либо олистолиты в апоосадочной (кварцито-гнейсовой) матрице (уразбаевская олистострома [53]). Сколь-нибудь заметных массивов пород, сопоставимых с составом пород из включений в серпентинитовом меланже, в Ильменогорском комплексе и в ближайшем его окружении не установлено. Надо полагать, что они являются фрагментами глубинных частей земной коры Урала, вынесенными на поверхность Земли протрузиями серпентинитов. К их числу относятся и выявленные нами биотит-амфиболовые габбро с гиалофаном. По аналогии с Ильменами полагаем, что гиалофан может быть обнаружен и в калийсодержащих габброидах Платиноносного пояса Урала.

В изолированных глыбах габбро в меланже Осинового мыса были обнаружены разновидности гипидиоморфнозернистой (габбровой) структуры крупнозернистого и мелкозернистого сложения, которые от вышеописанных офитовых габбро отличались лишь меньшим количеством бариевого биотита (проба ИК-194-21) или его полным отсутствием (проба ИК-194-22). Плагиоклаз в них имеет анортитовый состав, а амфибол представлен калиймагнезиогастингситом.

АМФИБОЛОВЫЕ ГАББРО

В Ильменогорском комплексе известны выходы амфиболовых габбро («анортитовых амфиболитов» или «габбро-амфиболитов»), развитых севернее оз. Бол. Миассово, на п-ве Сайма, по западному обрамлению Няшевского серпентинитового массива [2, 22].

Нами выявлено протяженное (около 160 м) меридиональное пластовое тело невыдержанной мощности (12-25 м), согласно залегающее в пачке графитистых кварцитов среди гнейсов селянkinской толщи на восточном побережье оз. Бол. Ишкуль севернее Биткуловской курьи. Тело сложено равномернозернистой породой массивной текстуры, которая сменяется полосчатой на выклинке тела. Полосчатость подчеркивается скоплениями кристаллов амфибола. Структура породы типичная габбровая, преимущественной ориентировки зерна минералов не обнаруживают. Породу примерно в равных соотношениях слагают короткопризматические зерна амфибола болотно-зеленого цвета размером в пределах 1-3 мм и более мелкозернистый агрегат изометричных зерен бесцветного плагиоклаза. Кристаллы амфибола посторонних включений не содержат. В протолочке породы встречаются единичные зерна светло-коричневого энстатита (?), черного магнетита. Судя по анализам (табл. 14, пробы ИК-246-2;

248-2, 3), амфибол является магниальной роговой обманкой, а плагиоклаз – анортитом. Химический состав породы и минералов близок к составу анортитового габбро («амфиболитов») вблизи Няшевского массива [2] и к составу «серебрянского» габбро Кытлымского массива [83]. Можно полагать, что меридиональное пластовое тело анортитового габбро восточного побережья оз. Бол. Ишкуль имеет интрузивную природу.

Таблица 14

Химический состав (мас. %) амфиболовых габбро

Компонент	Порода						Амфибол				
	1	2	3	4	5	6	2	3	4	5	6
SiO ₂	47.07	47.52	45.06	47.92	44.32	37.44	49.99	49.00	49.07	42.77	37.65
TiO ₂	0.24	0.26	0.30	0.22	0.64	1.06	0.22	0.13	0.17	0.58	1.29
Al ₂ O ₃	18.17	13.57	15.05	16.74	21.23	22.30	10.20	10.47	9.50	12.99	16.72
Cr ₂ O ₃							0.07	0.16	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.69	1.16	1.14	1.22	2.79	7.13					
FeO	4.30	5.86	4.43	4.19	8.01	4.30	7.62	7.79	6.92	19.62	14.40
MnO	0.12	0.15	0.13	0.15	0.17	0.19	0.19	0.15	-	0.18	0.31
MgO	10.60	14.92	13.20	12.41	4.90	6.14	16.65	16.15	17.26	8.52	10.83
CaO	16.09	12.21	17.61	13.18	12.31	15.35	12.29	13.45	12.25	11.79	12.30
Na ₂ O	0.90	1.50	0.80	1.22	3.57	1.12	0.67	0.74	1.19	1.27	1.13
K ₂ O	0.15	0.64	0.12	0.44	0.84	1.62	0.25	0.11	0.17	0.55	3.01
H ₂ O ⁺	0.80	1.68	1.26	1.80	0.82	2.08					
H ₂ O ⁻	<0.10	0.16	0.14	0.22	0.12	0.10					
Cl											0.38
BaO											0.28
P ₂ O ₅	0.16	0.10	0.18	0.16	0.21	0.18					
CO ₂	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10					
Сумма	99.29	99.73	99.42	99.87	99.93	99.55	98.15	98.15	96.53	98.27	98.30
Cr, г/т	971	697	423	493	35	63					

Ni, г/т	171	233	193	201	35	57					
Co, г/т	39	55	47	42	39	44					
Cu, г/т	117	119	78	98	32	11					
Zn, г/т	49	59	42	44	103	59					
Pb, г/т	33	19	20	19	23	21					
Sr, г/т	399	146	267	109	345	2928					
Ba, г/т	181	127	170	198	159	1910					

Продолжение таблицы 14

Компонент	Плагиоклаз						Эпидот	Титаномагнетит	Ильменит
	Анортит				Битовнит	Лабрадор			
	2	3	4	6					
SiO ₂	44.4	44.45	44.18	43.64	45.27	56.75	38.11	1.14	0.73
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	0.24	17.83	48.90
Al ₂ O ₃	35.62	34.53	34.58	36.57	34.55	27.80	25.39	1.34	0.73
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃							10.66		
FeO	0.10	0.03	-	0.17	0.27	0.44	-	78.70	45.38
MnO	-	-	-	-	-	-	0.11	0.28	2.41
MgO	-	-	-	-	-	-	0.32	0.63	1.61
CaO	19.55	20.60	19.22	19.08	17.24	11.37	23.15	0.03	0.17
Na ₂ O	0.40	-	0.27	0.05	2.15	3.52	-	-	
K ₂ O	-	0.04	-	-	-				
Cl									
BaO									
P ₂ O ₅									
Сумма	99.80	99.63	98.25	99.51	99.48	99.88	97.98	99.95	99.93

Примечание: 1 – проба ИК-246-1; 2 – проба ИК-246-2 (55° 17' 21.3" с. ш., 60° 16' 44.04" в.д.); 3 – проба ИК-248-2 (55° 17' 15.22" с. ш., 60° 16' 45.37" в.д.); 4 – проба ИК-248-3 (55° 17' 13.58" с. ш., 60° 16' 46.16" в.д.); 5 – проба ИК-252 (55° 16' 27.59" с. ш., 60° 15' 31.68" в.д.); 6 – проба ИК-194-22 (55° 16' 25.03" с. ш., 60° 15' 31.48" в.д.). 1-4 – отобраны на восточном побережье оз. Бол. Ишкуль (квартал 18 Ильменского заповедника) по простиранию пластового тела габбро; 5 – на южном берегу курьи Липовой оз. Бол. Миассово; 6 – на Осиновом мысу оз. Бол. Ишкуль. Анализы минералов выполнены Е. И. Чуриным на ЖХА-733.

На одном из скалистых мысов южного берега курьи Липовой на оз. Бол. Миассово в окружении выходов мелкозернистых гранитов обнажаются сланцеватые неравномернозернистые габбро (табл. 14, проба ИК-252, рис. 33).

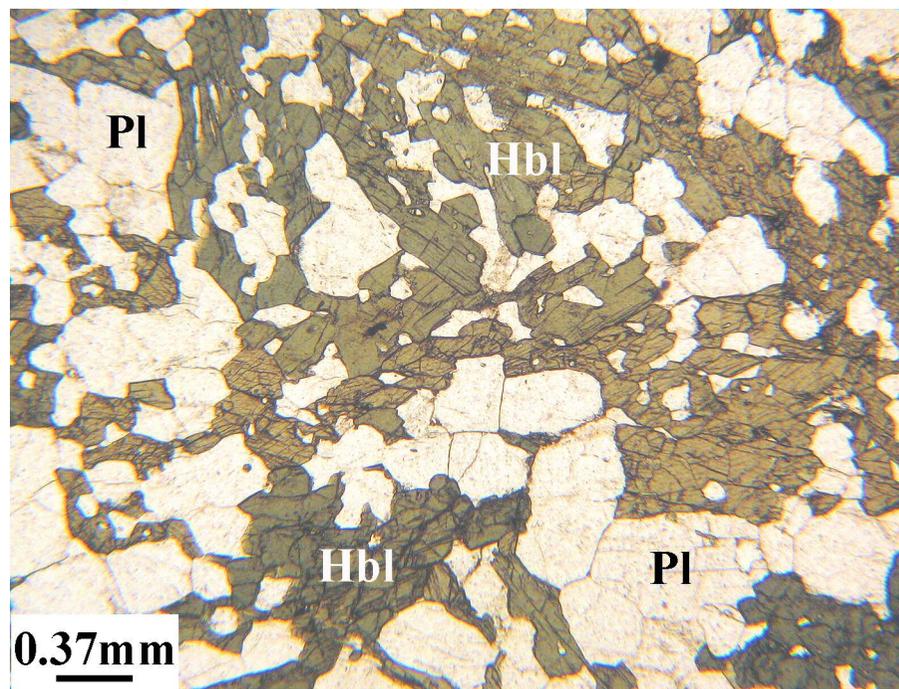


Рис. 33

Гипидиоморфнозернистая (габбровая) структура амфиболового габбро с южного берега Липовой курьи на оз. Бол. Миассово. Фото шлифа ИК-252, николи параллельны.

Они образуют меридиональное тело протяженностью 55 м и шириной в раздуве 25 м. Крупные (до 10-15 мм) уплощенные кристаллы макроскопически черного амфибола содержат большое количество мелких изометричных включений бесцветного плагиоклаза, покрытых большим количеством граней. Агрегатом этих изометричных зерен сложены и промежутки между кристаллами амфибола. В протолочке породы были встречены единичные зерна темно-зеленого клинопироксена и желтого эпидота. По химическому составу амфибол соответствует феррочермакиту, а плагиоклаз – лабрадору № 55. Описанные габбро близки к аналогичным породам с расположенного севернее юго-восточного окончания п-ва Сайма. Отличие заключается в значительном количестве диопсида, сфена в составе габбро п-ва Сайма, его порфирином сложении [22], большей рассланцованности.

К существенно амфиболовым разновидностям габбро следует отнести и одну из глыб в составе серпентинитового меланжа Осинового мыса (табл. 14, проба ИК-194-22). Это равномернозернистая (1-3, редко до 5 мм) порода, в которой короткопризматические зерна черного амфибола занимают около 70 % объема, а по 10-15 % - изометричные зерна плагиоклаза и эпидота. В аксессуарных количествах присутствуют зерна титаномагнетита, магнетита, апатита и сфена. Текстура породы массивная, минералы в ней ориентированы беспорядочно, формируя габбровую структуру. Примечателен состав амфибола – это калиймагнезиогастингсит, близкий к таковому из биотит-амфиболовых разновидностей офитового габбро из других глыб в меланже Осинового мыса. Большая часть зерен плагиоклаза представлена анортитом, который в краях кристаллов иногда сменяется тонкой с неровной границей прерывистой каймой битовнита. Изометричные мелкие зерна эпидота, нередко со сглаженными контурами, слагают включения как в плагиоклазе, так и в амфиболе, обнаруживая с ними неровные ступенчатые поверхности синхронного роста. Как и в предыдущих случаях, этот эпидот имеет магматическое происхождение.

ГЕДЕНБЕРГИТОВОЕ АНОРТИТОВОЕ ГАББРО

У подножья северо-западного склона горы Савелькуль (рис. 8) в восточном конце старой канавы, вскрывшей тремолит-антофиллитовые гипербазиты и вермикулитовую сыпучку, в отвалах обнаружено несколько изометричных глыб поперечником 10-

40 см, сложенных разнообразными анортитовыми паргаситовыми габбро, среди которых преобладают фассаитсодержащие, иногда с алмандин-гроссуляром, часто со сфеном, разновидности. Среди этих глыб обнаружена одна поперечником 12 см, представленная весьма прочной мелкозернистой зеленовато-серой полнокристаллической породой. Основная ее масса сложена изометричными бесцветными полисинтетически сдвойникованными зернами анортита без вторичных изменений. Среди них довольно равномерно распределены короткопризматические и изометричные кристаллы зеленого геденбергита с заметным плеохроизмом (рис. 34).

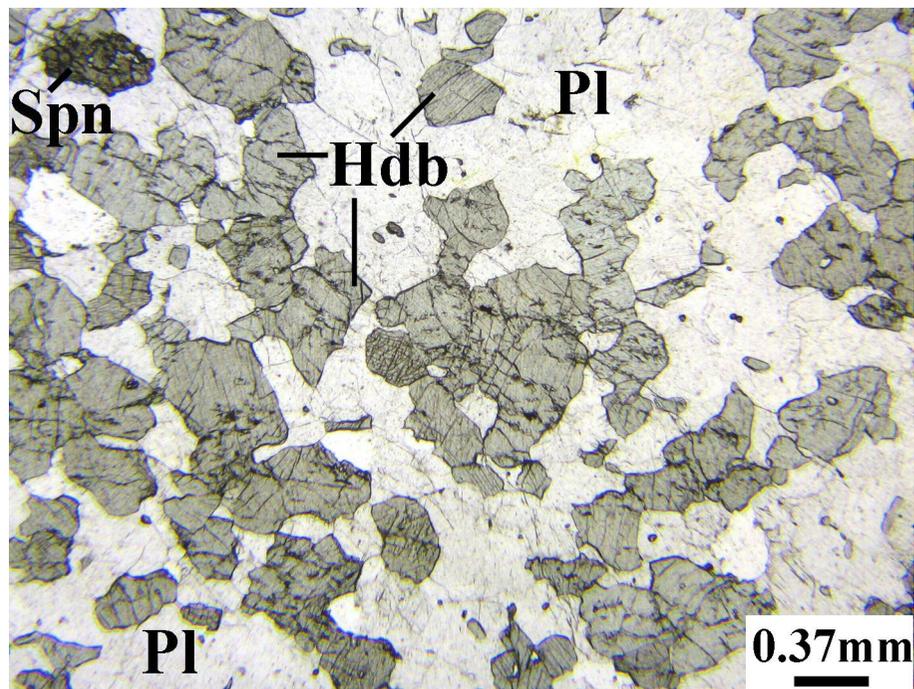


Рис. 34

Гипидиоморфнозернистая (габбровая) структура геденбергитового габбро. Фото шлифа ИК-173-16-3, николи параллельны. Hdb – геденбергит, Pl – анортит, Spn – сфен. Северо-западное подножье горы Савелькуль.

Поперечники зерен пироксена и плагиоклаза в большинстве случаев не превышают 0.3-0.5 мм. Преимущественной ориентировки в их размещении не отмечено. Подсчитанное по программе Scion Image содержание геденбергита в шлифах составляет (% от площади шлифа) 23; 35 и 53 соответственно. Менее 5 % приходится на многочисленные мелкие кристаллики коричневого сфена, отдельные зернышки бесцветного циркона и апатита. В породе неравномерно распределены редкие гнездообразные выделения коричневатого-красного альмандин-гроссуляра с самыми высокими для Ильмен содержаниями гроссулярового компонента (62-64 %). Структуру породы можно назвать мелкозернистой габбровой. Исследования на микрозонде (таблица 15, проба ИК-173-16-3) показали, что все минералы в породе отличаются большой однородностью состава, который мало изменяется в поперечном срезе кристаллов. Основная масса кристаллов геденбергита по химическому составу отвечает его магнезиальной разновидности, тогда как мельчайшие его выделения поперечником в 40-60 мкм практически магнезия не содержат. Полученный мессбауэровский спектр геденбергита показал полное отсутствие в его составе атомов Fe⁺³. К скоплениям кристаллов геденбергита в резко подчиненных количествах тяготеют и выделения эпидота в подобных же изометричных формах. По данным микрозондового анализа на границе зерен анортита с кристаллами граната иногда встречаются тонкие пластинки каливого полевого шпата, а внутри зерен анортита – узкие полоски альбит-олигоклаза, также содержащие примесь ортоклазовой молекулы.

Таблица 15

Химический состав (мас. %) геденбергитового габбро и минералов из него

Компонент	Порода	Геденбергит		Плагиоклаз	Гранат		Сфен	Эпидот
		Крупн	Мелк		Край	Центр		
SiO ₂	46.22	49.15	47.60	46.69	39.12	38.67	32.70	40.45

TiO ₂	0.26	0.09	0.15	-	0.05	0.32	33.80	0.14
Al ₂ O ₃	22.66	1.87	2.11	34.10	20.18	19.97	2.03	25.57
Fe ₂ O ₃	1.56							8.78
FeO	5.98	20.43	26.60	0.28	15.18	15.13	0.16	-
MnO	0.15	0.37	0.24	-	1.08	1.17	-	-
MgO	2.12	5.16	0.90	-	0.61	0.36	-	0.34
CaO	19.40	22.56	22.02	18.49	24.07	24.32	29.68	23.50
Na ₂ O	1.10	0.19	0.17	0.12	-	-	0.92	-
K ₂ O	0.07	0.11	0.14	0.09	-	-	0.15	0.28
H ₂ O ⁺	<0.10							
H ₂ O ⁻	<0.10							
P ₂ O ₅	0.18							
BaO	0.02							
SrO	0.20							
CO ₂	<0.10							
Сумма	99.92	99.93	99.93	99.97	100.29	99.94	99.44	99.06
n	1	46	15	7	5	3	1	3
Cr, г/т	19							
Ni, г/т	46							
Co, г/т	22							
Cu, г/т	17							
Zn, г/т	51							
Pb, г/т	30							
St, г/т	1699							
Va, г/т	194							

Примечание: проба ИК-173-13-1, отобрана из глыбы метаморфизованного меланжа на северо-западном склоне горы Савелькуль (квартал 112 Ильменского заповедника). Анализы минералов выполнены В. А. Котляровым на РЭММА-202м.

По набору минералов (геденбергит, плагиоклаз, гранат, эпидот) рассматриваемая порода сопоставима с известковыми скарнами [86, 87]. От скарнов ее отличают: равномернозернистая габбровая структура; отсутствие теневых структур «исходных»

пород и псевдоморфоз по другим минералам; наличие индукционных поверхностей синхронного роста между всеми минералами; отсутствие заметной химической зональности в кристаллах и неоднородностей в сложении самой породы; высокое содержание альмандинового компонента (22-33 %) в составе граната, которое в известковых скарнах не должно превышать 10-12 % [87]; альмандин-гроссуляровый, а не андрадит-гроссуляровый валовый состав зерен граната; отсутствие в породе таких типичных для скарнов минералов как волластонит, диопсид, кварц, кислый плагиоклаз; преобладание в породе (около 60 %) анортита и близкое к эвтектическому соотношению количество геденбергита (около 40 %). По перечисленным признакам описываемую породу можно отнести к гранатсодержащему геденбергитовому анортитовому габбро. До сих пор подобные габброиды со столь необычной ассоциацией минералов (анортит + геденбергит + гранат) оставались неизвестными. Габбро, содержащие феррогеденбергит, обнаружены пока лишь в интрузиве Скергаард в Восточной Гренландии [75, 88] и на Луне [89]. Вероятно, описанная нами порода вынесена протрузией гипербазитов из нижних частей разреза земной коры.

Все выявленные нами новые разновидности магматических пород не образуют сколь-нибудь значительных массивов в составе Ильменогорского комплекса. Установлено, что они встречаются лишь как включения в серпентинитовом меланже, который в виде протрузивных пластин залегает среди наиболее древней селянkinской толщи. Его метаморфизованные блоки входят в состав выделенного нами [19, 53] уразбаевского микститового комплекса (олистоостромы), входящего в качестве структурно-литологической единицы в кыштымскую (= сайтовской) толщу. Наличие в составе глыб уразбаевских микститов тех же петрографических типов пород, в том числе и уникальных, что наблюдаются в составе серпентинитового меланжа в селянkinской толще, однозначно указывает на источник обломочного материала при формировании олистоостромы – это были разрушавшиеся пластины меланжа.

Для обнаруженных новых типов пород характерны исключительная свежесть минерального состава; сохранность первичных магматических структур, в том числе офитовой, порфирированной, габбровой и микрографической; индукционные поверхности синхронного роста почти всех минералов; очень основной состав плагиоклаза (преимущественно анортит); присутствие экзотических для магматических пород породообразующих минералов (калиймагнезиогастингсит, бариевый биотит,

гиалофан, фассаит, геденбергит, гранат, эпидот); отсутствие или слабое проявление химической зональности в индивидах минералов.

Важным для петрологии представляется установление повсеместного развития в породах мантийного происхождения (пироксениты, горнблендиты, габбро) первичных высокоглиноземистых и высокомагнезиальных амфиболов (паргасита, чермакита, магнезиальной роговой обманки) и магматического эпидота (в габбро). Отсюда следует вывод о водонасыщенности магматических расплавов, формировавших интрузивные тела в низах разреза континентальной коры Палеоурала. По существующим представлениям [83]), они могли слагать фундамент островных дуг.

Глубинное происхождение пород подтверждается очень высокими температурами и давлениями при их формировании. Их оценка по геотермобарометрам различных авторов [90-94] весьма неоднозначна. Дело усложняется присутствием в породах высококальциевого плагиоклаза, весьма редкой встречаемостью граната. Тем не менее, для пироксенитов, горнблендитов и габбро температуры образования определены в пределах 600-1200°C, а давления – 6-11 кбар. Грануломорфный облик многих кристаллов минералов в описанных породах (в том числе и метаморфических) возможен лишь при их росте в высокоэнергетических условиях магматических камер либо гранулитовой фации метаморфизма [84]. Это согласуется с составами минералов и их парагенезисами, а также с приведенными выше оценками температур и давлений. Полученные данные находят подтверждение и в особенностях химического состава минералов [80]. В частности, об этом говорят высокая глиноземистость амфиболов и кальциевость плагиоклазов, наличие бариевых разновидностей минералов. Гранаты из горнблендитов и габбро на фациальной диаграмме Н. В. Соболева [95] обычно попадают в поле составов эклогитовой фации. Присутствие в нормативных составах фассаитов Ильмен и Платиноносного пояса заметного количества молекул Эскола ($\text{Ca}_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$) подтверждает существенное влияние давления на ее вхождение в состав фассаита [96]. Доказательством высокобарических условий кристаллизации фассаитовых габбро Ильмен является и обнаружение в них магматического эпидота. По экспериментальным данным эпидот из расплавов гранодиорит-тоналитового состава кристаллизуется при давлениях 5-8 кбар [82, p.419]. Вряд-ли кристаллизация эпидота из основных расплавов протекала при существенно иных условиях.

Принципиально важно, что обнаруженные нами породы в совокупности составляют ассоциацию, близкую к той, что наблюдается в Платиноносной формации Среднего Урала [83]. Тем самым опровергается преобладающее сейчас мнение [25] о принадлежности базит-гипербазитов Ильменских гор к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации. Наличие в нормативном составе большинства пород нефелина и оливина также противоречит отнесению описанного комплекса к офиолитовым образованиям. Присутствие в них повышенных количеств кальция, алюминия и щелочей может говорить о подкоровом происхождении этих пород. По этим признакам их можно сопоставлять с основанием земной коры древних островных дуг.

Сохранность минерального состава описанных нами пород объясняется тем, что они были вынесены из глубоких слоев коры серпентинитовыми протрузиями относительно недавно (230-262 млн. лет назад) после эпохи амфиболитового метаморфизма селянkinской толщи [74]. Это заставляет сильно сомневаться в протерозойско-рифейском возрасте некоторых толщ Ильменогорского комплекса.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ПОРОДАМИ ПЛАТИНОНОСНОГО КОМПЛЕКСА УРАЛА

Из приведенного выше перечня горных пород, которые ранее были неизвестны в Ильменогорском комплексе, наибольший интерес представляют те, которые присутствуют лишь в виде включений в серпентинитовом меланже, либо в виде отторженцев пород метаморфизованного серпентинитового меланжа в осадочной матрице. До сих пор они относились к альпинотипной офиолитовой формации [25], хотя А. Г. Баженовым, Б. Н. Ивановым [2] и К. И. Постоевым [22] в 1978 г. при описании анортитовых габбро-амфиболитов Няшевского массива была отмечена близость их химического состава к составу анортитового (“серебрянского”) габбро Кытлымского массива. Широкий спектр пород, обнаруженный нами, помимо давно известных оливин-энстатит-талк-тремолит-антофиллитовых пород, теперь включает разновидности (вебстериты, клинопироксениты, горнблендиты, фассаитовые и биотит-амфиболовые габбро, энстатититы, оливиниты, родингиты и др.), которые по своему минеральному и химическому составу являются полными аналогами соответствующих пород уральской Платиноносной формации. Об этом же свидетельствуют и некоторые особенности минерального состава ильменогорских пород: наличие апатит-шпинелевых и оливин-шпинелевых разновидностей, присутствие ортоклаз (гиалофан) содержащих габбро с высокими содержаниями SrO в плагиоклазах, фассаитовый состав клинопироксенов, обнаружение гипербазитов с высокожелезистыми

оливинами и энстатитами, отсутствие заметных тел гарцбургитового состава и т. д. Именно это характеризует и породы Платиноносной формации. Примечательно, что описываемые породы Ильмен в своем преобладающем большинстве содержат нормативные оливин и нефелин, что также сближает их с соответствующими породами Платиноносной формации. Таким образом, следует признать ошибочным отнесение базит-гипербазитовых тел Ильменогорского комплекса к альпинотипной офиолитовой формации [25]. Более вероятным является их прямое сопоставление с Платиноносной формацией, которая формировалась в низах разреза земной коры Урала. Наши данные хорошо согласуются с недавними представлениями Г. П. Кузнецова с соавторами об отнесении Таловского дунит-верлит-оливинит-клинопироксенит-габбрового массива, расположенного непосредственно у западной границы Ильменогорского комплекса, к дунит-клинопироксенитовой формации, аналогичной Платиноносной. Это открывает перспективы в поисках платинового оруденения в Ильменогорском комплексе.

Особо следует подчеркнуть важность установленных В. А. Поповым [71] признаков синхронного роста основных породообразующих минералов в телах гипербазитов: оливина, энстатита, хлорита, талька, флогопита и рихтерита. Это опровергает представления А. С. Варлакова [25] о метасоматической природе тел гипербазитов, которые до сих пор разделяются многими исследователями.

НОВЫЕ И РЕДКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ АМФИБОЛИТОВ В ИЛЬМЕНОГОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ

Амфиболиты совместно с кварцитами и гнейсами определяют геологическое лицо Ильменогорского метаморфического комплекса Урала. По их относительной роли в разрезах выделяют толщи и подтолщи [1, 6, 25, 98], а по валовому составу и геохимическим особенностям – исходные протолиты [97, 98]. Достаточно подробно описаны амфиболиты и слагающие их минералы из селянkinской и ильменогорской толщ [2-4, 6, 29, 41, 42, 97, 106 и др.], краткую характеристику получили амфиболиты кыштымской и сайтовской толщ [105, 109]. Было показано, что амфиболиты древних толщ Ильменогорского комплекса (селянkinской, фирсовской, вишневогорской, ильменогорской) большей частью являются биминеральными, в которых амфиболы относятся к чермакитам и гастингситам, а плагиоклазы – к олигоклаз-андезинам. Среди амфиболитов здесь выделены пироксен (салит, диопсид)- и биотитсодержащие, а также гранатовые разновидности. Отмечалось присутствие в небольших количествах (до 3%) апатита, сфена, сульфидов железа. В виде единичных зерен в них находятся

рутил, хлорит, ставролит. Было установлено и наличие анортитовых амфиболитов [2]. Существенно важно, что авторы описаний [1, 6, 41, 42, 109] указывают на повсеместное развитие реакционных взаимоотношений между минералами, в частности, замещении роговых обманок куммингтонитом, пироксеном, плагиоклазом, актинолитом и т. п. Характерным для этих амфиболитов является присутствие кварца (1-15%), редкая встречаемость графита, повсеместно проявленная сланцеватая текстура пород. К. И. Постоев [22] первым обратил внимание на широкое развитие в восточной части площади Ильменского заповедника тел анортитовых габброамфиболитов, нередко соседствующих с выходами метагипербазитов. Им дана оптическая характеристика породообразующих минералов этих амфиболитов: амфиболов, пироксенов, плагиоклазов, хлоритов и др. Для некоторых минералов приведен химический состав, высказаны предположения об их относительном возрасте и т. д. В целом же амфиболиты из кварцито-сланцевых толщ Ильменогорского комплекса оставались слабоизученными. Не был определен весь спектр минерального состава, который, как стало ясно теперь, оказался необычайно широким. Недостаточной была химическая характеристика состава амфиболитов, из-за чего не проявилась их необычность, заключающаяся в отсутствии химических эквивалентов среди изверженных пород, с которыми они традиционно сопоставлялись. Наиболее существенными недостатками предыдущих исследований оказались преувеличение доли амфиболитов в составе кварцито-сланцевых толщ, отсутствие достоверных данных о геологических соотношениях амфиболитов и метагипербазитов. Безоговорочно принималось, что разрозненные выходы амфиболитов являются будинированными частями некогда единых пластовых тел. Предполагалось, что амфиболиты и гипербазиты слагают во вмещающих апоосадочных толщах перемежающиеся пласты. Это привело к появлению представлений о наличии в регионе т. н. рифтогенного офиолитового комплекса, которому был приписан рифейский возраст [24, 25, 101].

Наши исследования амфиболитов из кварцито-сланцевых толщ восточного обрамления Ильменогорского комплекса начались в 1996 г. Их основу составило детальное площадное геологическое картирование опорных участков у дер. Уразбаево, в окрестностях горы Савелькуль, в межозерье Бол. Миассово – Бол. Таткуль с инструментальной привязкой коренных обнажений пород. С помощью канав и шурфов удалось уточнить морфологию тел амфиболитов и гипербазитов, обнаружить неизвестные здесь ранее петрографические разновидности амфиболитов (с 3-4-х амфиболовыми ассоциациями,

фассаитовые, корундовые, цоизитовые и клиноцоизитовые амфиболиты и др.). Изучение минерального состава амфиболитов велось как традиционными петрографическими методами, так и путем получения искусственных шлихов из протолочек. Онтогенетические исследования наших проб амфиболитов позволили В. А. Попову показать, что большинство минералов в них росло синхронно. Впервые в применении к изученным породообразующим минералам метаморфитов Урала широко применялись инфракрасные, мессбауэровские и энерго-дисперсионные спектры, определения микротвердости, фотографии высокого разрешения. Главным же оказалась возможность получать химические анализы отдельных зерен минералов и зон в них на рентгеновском микроанализаторе Superprobe-733. Все это и привело к появлению большого объема совершенно новой информации о минеральном и химическом составе, геологическом положении тел амфиболитов в кварцито-сланцевых толщах Ильмен [13-17, 19, 49, 50, 53].

НАИБОЛЕЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА АМФИБОЛИТОВ

По химическому составу амфиболиты из глыб-включений в кыштымской и саитовской толщах отчетливо разделяются на две группы: одна – базиты с обычным (более 45% SiO_2), другая – с весьма низкими содержаниями SiO_2 (менее 40%). Последними сложена основная масса включений амфиболитов в блоках метаморфизованного серпентинитового меланжа [53]. Эти экзотические для Ильменогорского комплекса амфиболиты, помимо весьма низких количеств SiO_2 , выделяются аномально большими содержаниями Al_2O_3 и CaO , высокими – MgO (табл. 16). Будучи формально ультраосновными ($\text{SiO}_2 < 45\%$), такие амфиболиты по содержаниям Al_2O_3 , CaO , K_2O и Na_2O не находят своих аналогов среди изверженных пород этого класса [34].

Таблица 16

Химический состав (мас. %) минеральных разновидностей амфиболитов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	35.11	39.19	29.11	39.12	34.50	44.96	35.57	29.52	46.01	47.78	49.44	47.51	47,66
TiO ₂	1.20	2.06	2.19	1.12	2.24	0.72	1.60	1.42	0.10	0.75	0.80	0.24	0,58
Al ₂ O ₃	28.15	27.73	28.55	24.09	23.23	16.82	24.65	22.00	20.20	18.44	20.12	15.17	15,10
Fe ₂ O ₃	3.83	1.81	6.43	3.45	6.63	1.60	7.62	7.45	0.57	1.17	0.91	0.82	1,70
FeO	6.82	5.37	9.95	5.26	8.08	6.94	5.21	13.03	2.61	8.30	7.69	3.27	7,30
MnO	0.18	0.37	0.29	0.24	0.38	0.17	0.10	0.33	0.08	0.19	0.20	0.10	0,41
MgO	5.75	6.43	10.89	5.25	10.00	9.55	12.70	10.61	13.03	11.55	8.59	15.20	4,38
CaO	13.99	13.39	8.60	18.53	11.90	15.36	13.60	9.00	14.00	9.56	10.05	14.30	18,60
Na ₂ O	1.45	1.30	2.02	0.78	1.04	1.04	0.94	0.81	1.04	0.72	1.52	0.90	2,38
K ₂ O	0.50	0.30	0.70	0.82	0.74	0.58	0.18	0.21	0.15	0.20	0.20	0.13	0,32
H ₂ O ⁺	1.00	1.12	0.76	0.90	0.11	0.84	0.09	2.59	1.64	0.66	0.38	1.55	0,27
H ₂ O ⁻	0.23	0.20	0.11	0.20	0.10	0.13	-	0.16	0.17	-	0.12	0.14	-
P ₂ O ₅	0.38	0.10	0.28	0.30	0.18	0.29	0.15	0.18	0.07	0.21	0.18	0.07	0,14
F	0.02	0.02	-	0.03	0.02	0.05	-	0.04	-	0.06	0.05	0.02	0,53
CO ₂	0.66	-	0.28	-	0.11	0.45	0.12	2.19	0.10	-	0.10	0.10	
Сумма	99.25	99.39	100. 19	100. 06	99.26	99.50	99.53	99.54	9.77	99.59	100. 25	99.52	99,37

Ni, г/т	57	118	150	121	45	160	94	118		100		340	30
Cr, г/т	38	328	400	252	60	400	172	292		639		1000	29
PЗЭ, г/т	429	998	47	180	334		101	120			175	50	

Примечания: Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН аналитиками М. Н. Маляренко и М. С. Свиренко. Прочерк – значения меньше чувствительности метода. Пробы отобраны авторами на территории Ильменского заповедника (окрестности г. Миасс, Челябинская обл., Россия). 1-3 – корундсодержащие амфиболиты: 1- обр. У-718-А- мезократовый паргаситовый амфиболит с клиноцоизитом, герцинитом, ильменитом, хлоритом, кальцитом. Уразбаевский участок; 2- обр. У-84-1- мезократовый чермакитовый амфиболит с цоизитом, апатитом, герцинитом, ильменитом, хлоритом, единичными зернами ставролита. Уразбаевский участок; 3- обр. ИК-156-5- меланократовый паргаситовый амфиболит с герцинитом, ильменитом, биотитом и клинохлором. Северный берег оз. Бол. Миассово западнее Гранатовой горки; 4- обр. ИК-173-5-1- клиноцоизитовый безгранатовый паргаситовый амфиболит. Савелькульский участок; 5- обр. ИК-173-1- диопсидовый гранатовый паргаситовый анортитовый амфиболит. Савелькульский участок; 6- обр. ИК-148-3- диопсидовый анортитовый амфиболит с магнезиальной роговой обманкой. Южное побережье оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота; 7- обр. ИК-173-13-2- безгранатовый герцинит-фассаитовый анортитовый амфиболит с ильменитом, клиноцоизитом, апатитом, корундом и цирконом. Савелькульский участок; 8- обр. У-933-1- апоэклогитовый меланократовый гранатовый паргаситовый амфиболит с клинохлором, герцинитом, ильменитом, кальцитом, дравитом, апатитом, анортитом и кианитом. Уразбаевский участок ; 9- обр. ИК-149-6- биминеральный (анортит и магнезиальная хромистая роговая обманка) амфиболит. Южное побережье оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота; 10- обр. ИК-105-12- куммингтонит-чермакитовый амфиболит с жедритом, антофиллитом, ильменитом, рутилом, плагиоклазом. Берег залива Зыряновка на оз. Бол. Миассово, копь 288; 11- обр. ИК-105-36- куммингтонит-чермакитовый амфиболит с плагиоклазом, редкими зернами жедрита, без граната и рутила. Берег залива Зыряновка на оз. Бол. Миассово, копь 288; 12- обр. ИК-149-2- двуамфиболовый (две разновидности магнезиальной роговой обманки с разными содержаниями Ti и Cr) анортитовый амфиболит.

Южное побережье оз. Бол. Таткуль у Клюквенного болота; 13- обр. ИК-193-1- диопсид-скаполитовый амфиболит с отдельными зернами граната и сфена. Южное побережье оз. Бол. Миассово, восточнее залива Узенькая, квартал 111 Ильменского заповедника.

В описываемых амфиболитах содержатся необычно высокие для основных и ультраосновных пород Урала количества РЗЭ (от 40 до 1246 г/т), среди которых отмечено заметное преобладание легких РЗЭ (47-87% от суммы РЗЭ). Эти породы выделяются и весьма большими содержаниями Sr (местами 1000 и более г/т), повышенными количествами Ni и Cr (соответственно 30-225 и 35-655 г/т), очень высокими концентрациями Ca и Al, что отличает их от гипербазитов. По этим признакам возможные протолиты указанных амфиболитов близки к силикатным карбонатно-глинистым заметно магнезиальным породам. Повышенные содержания в них Ni и Cr свидетельствуют об их родстве с основными и ультраосновными породами. Повсеместное присутствие в амфиболитах мельчайших округлых зернышек циркона “гранулитового” облика (рис.35) говорит в пользу осадочной природы их протолитов [110].

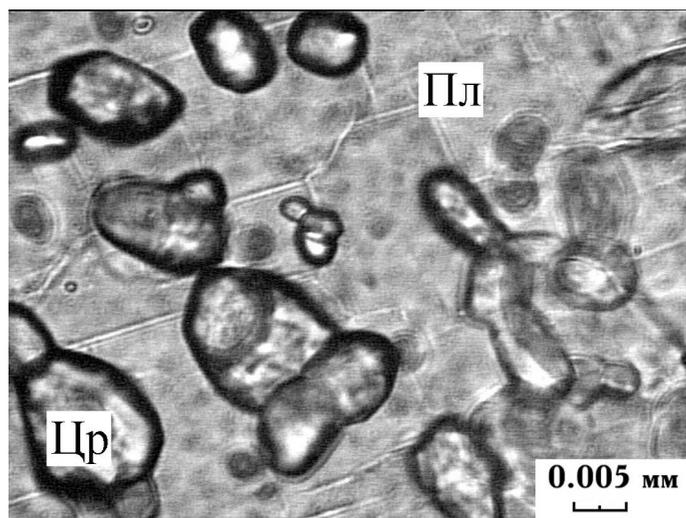


Рис. 35

Мелкие округлые зерна бесцветного циркона (Цр) в плагиоклазе (Пл) из клиноцоизитового амфиболита. Савелькульский участок. Фото шлифа.

Перечисленные особенности состава экзотических амфиболитов Ильмен хорошо согласуются с предположением, что их протолитом послужили продукты дезинтеграции древней глинисто-карбонатной коры выветривания по основным и ультраосновным породам. Часть из них могла иметь апоэклогитовую или метагабброидную природу.

Характернейшей чертой минерального состава указанных амфиболитов является присутствие очень основного плагиоклаза (преимущественно анортит – 0-50%) и принадлежность амфиболов к кальциевым высокоглиноземистым и высокомагнезиальным разновидностям. Наиболее распространенными из них являются чермакит (в том числе ферро- и алюминочермакит), паргасит (в том числе ферропаргасит) и магнезиальная роговая обманка. Весьма редко встречаются эденит и гастингсит. Все это наглядно видно на классификационной диаграмме ММА 97 (рис. 36, [27]).

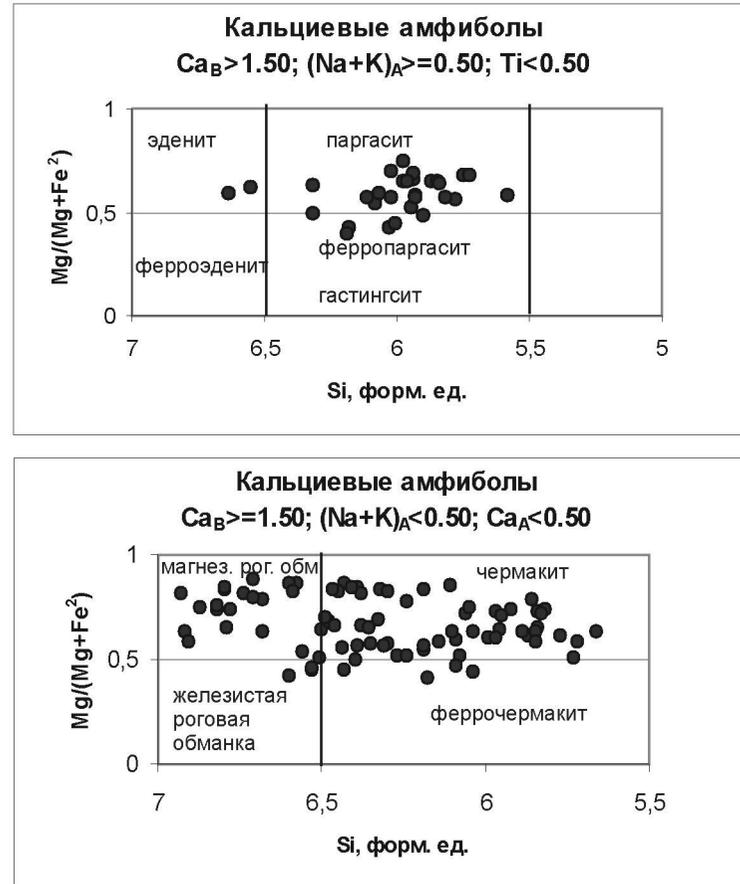


Рис. 36

Составы амфиболов из глыб экзотических амфиболитов Ильмен, залегающих в виде олистолитов в апоосадочной матрице или в виде кластолитов среди метагипербазитов (диаграмма MMA- 97, [27]).

В часто встречаемых гранатовых разновидностях отмечено преобладание пиропистого гроссуляр-альмандина, иногда альмандин-гроссуляра (1-30 %). Содержание пиропового минала в них колеблется от 7 до 28 %, а гроссулярового – в пределах 8-54 %. Такие гранатовые амфиболиты на Урале до сих пор встречались лишь в эклогитовых ассоциациях [78].

Наблюдались зерна граната, где спессартиновый минал составлял 10-18 %. В большинстве случаев гранаты из амфиболитов обнаруживают прогрессивный [102] тип зональности (с понижением содержаний Mn от центра зерен к периферии и повышением содержаний Mg в этом направлении). Но в одних и тех же образцах амфиболитов встречаются соседствующие зерна граната с регрессивным типом зональности (с повышением содержаний Mn к периферии зерен и соответственным понижением – Mg). Это свидетельствует, по-крайней мере, о двух этапах метаморфизма, которые претерпели амфиболиты. Достаточно часто наблюдается более сложный тип зональности, когда к периферии зерен одновременно падают содержания и Mn и Mg. В отдельных случаях гранаты обнаруживают отчетливые признаки не только концентрической, но и секториальной зональности [77]. Привлекает внимание и наличие среди глыб амфиболитов разновидностей с корундом, железистой шпинелью (герцинитом и плеонастом), диопсидом, фассаитом, цоизитом, клиноцоизитом, скаполитом, кианитом, ставролитом, ильменитом, сфеном, рутилом, апатитом, цирконом, биотитом (от 0 до 10% каждый). В отличие от амфиболитов селянkinской, вишневогорской и ильменогорской толщ, среди описываемых амфиболитов нередко графитсодержащие разновидности. Примечательно почти полное отсутствие в подобных амфиболитах кварца и магнетита, слабое развитие директивных структур и следов замещения одних минералов другими. На сегодняшний день в этих породах обнаружено около 30 минералов, диагностика которых подтверждена данными химического анализа [50]. Клиноцоизитовые, цоизитовые и фассаитовые разновидности амфиболитов в метаморфических толщах Ильменогорского комплекса описываются впервые. По присутствию индукционных поверхностей у соприкасающихся зерен В. А. Попов установил, что большинство породообразующих минералов в амфиболитах росло синхронно. Следует особо подчеркнуть, что в описываемых амфиболитах зерна скаполита, клиноцоизита и цоизита образуют индивиды, росшие синхронно с окружающими их кристаллами плагиоклаза, а не замещают последние, как это обычно считалось. Интерес представляют многочисленные случаи синтаксических срастаний в группе амфиболов (чермакита и куммингтонита, жедрита и антофиллита); слабое проявление зональности состава в зернах плагиоклаза, амфибола и пироксена; отсутствие столь обычных для других районов Урала [107, 108] минеральных примесей в кристаллах ставролита и т. д. Преобладающими структурами амфиболитов являются неравномернозернистые, полиэдрические (мостовидные, торцовые, рис. 37).

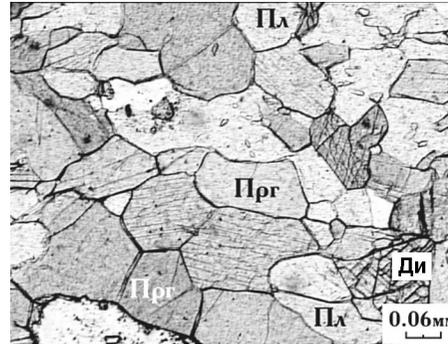


Рис. 37

Полиэдрическая мелкозернистая структура диопсидового (Ди) паргаситового (Прг) анортитового (Пл) амфиболита. Савелькульский участок. Фото шлифа.

Нередки пятнистая, полосчатая и шлировидная текстуры, обусловленные неравномерным распределением в породе скоплений зерен амфибола, клинопироксена, граната и клиноцоизита. Кристаллы граната, анортита, реже амфибола, содержат в качестве включений более ранние выделения ильменита, циркона, рутила, сульфидов меди (борнит), никеля (пентландит) и железа (пирротин и пирит), иногда ставролита и кианита. Примечательна и резкая обогащенность анортита из амфиболитов SrO (0.3-0.8 мас. %), что характерно для глубинных пород дунит-клинопироксенитовой платиноносной формации Урала.

МИНЕРАЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ АМФИБОЛИТОВ

Анортитовые амфиболиты из глыб - включений по наличию специфических минералов можно подразделить на несколько основных групп. Достаточно широко представлены корундсодержащие амфиболиты, среди которых выделяются мезократовые разновидности с преобладанием плагиоклаза, клиноцоизита и цоизита, а также черные крупнозернистые меланократовые породы, где анортитом сложено не более 5-10% зерен. Корунд в них редко слагает более 3-5% объема

породы и представлен тремя цветовыми разновидностями: светлой лилово-серой, индигово-синей (сапфиром) и темно-малиновой (рубином). Преобладает светлая лилово-серая разновидность, в которой неправильные мелкие участки слагают сапфир или рубин. Последний встречен в меланократовых паргаситовых амфиболитах и отличается повышенными содержаниями Cr_2O_3 . Корундом сложены зерна неправильных, изъеденных очертаний, иногда приобретающие вид мирмекитовых вrostков в анортите на границе с кристаллами амфибола или граната (рис. 38).

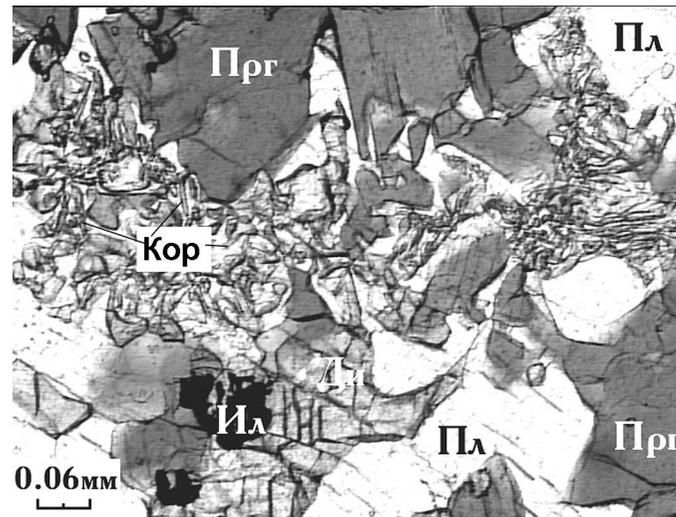


Рис. 38

Мирмекитоподобные выделения бесцветного корунда (Кор) среди анортита (Пл) в паргаситовом (Прг) с диопсидом (Ди) и ильменитом (Ил) амфиболите. Южное побережье Бол. Таткуля у Клюквенного болота. Фото шлифа.

Примерно в равных соотношениях, но с преобладанием амфибола, основную массу этих амфиболитов слагают короткопризматические, нередко изометричные зерна анортита и удлиненные кристаллы темного зелено-бурого амфибола, расположенные хаотически. Амфиболы представлены высокоглиноземистыми магниальными кальциевыми разновидностями, которые по результатам химического исследования и оптическим свойствам относятся к паргаситу и

чермакиту. Порфиробласты в породе представлены изометричными с неровными ограничениями зернами красноватого или малиново-бурого цвета граната. Его кристаллы в поперечнике от первых мм до 2.5 см распределены в амфиболитах неравномерно, иногда группируясь в цепочки. По минеральному составу гранаты отвечают пиропистому гроссуляр-альмандину. Зерна граната обнаруживают отчетливую химическую зональность: в направлении от середины зерна к его краям заметно возрастают содержания MgO, синхронно падает количество MnO, несколько понижается количество CaO. Заметную роль в составе описываемых амфиболитов играет почти черная, просвечивающая темно-голубым цветом, магнезиально-железистая шпинель (плеонаст). Ее выделения имеют неправильные очертания с неотчетливыми гранями. Прозрачные светлые буроватые таблитчатые зерна клиноцоизита часто встречаются в сростках с анортитом. Иногда его мелкозернистые скопления совместно с мелкими кристаллами амфибола, граната и апатита образуют достаточно резко очерченные линзовидной и неправильной формы пятна поперечником в несколько сантиметров, сходные с ксенолитами. В отдельных глыбах амфиболитов обнаружены призматические кристаллы цоизита длиной 1-3 мм, которые образуют участки офитоподобной структуры. Светло-зеленые кристаллы диопсида сохраняются в виде реликтов среди скоплений амфибола. Оранжево-красные призмы ставролита, лишенные столь привычных включений, можно наблюдать как среди зерен плагиоклаза, так и в виде включений в гранате. Редкие темно-коричневые пластинки, врастающие и в амфибол и в плагиоклаз, слагает биотит. Рассеянную в породе незначительную вкрапленность образуют бесцветные призмы апатита и мельчайшие округлые зернышки циркона. Повсеместно в амфиболитах присутствует примесь мелких пластинчатых кристаллов ильменита, более редки тонкие призмы темно-красного рутила. Скопления чешуек клинохлора нередко слагают значительный объем меланократовых амфиболитов, в обычных случаях в породе они встречаются в незначительных количествах. К числу наиболее поздних минералов в этих амфиболитах следует отнести небольшие межзерновые выделения кальцита. Определяющей микроструктурой породы является нематогранобластовая с участками порфиробластовой, пойкилобластовой и даже офитовой.

Существенно клиноцоизитовые амфиболиты достаточно широко распространены в виде изолированных глыб на Уразбаевском и Савелькульском участках. Эти породы нередко имеют полосчатую и такситовую текстуры. На фоне

среднезернистого агрегата кристаллов амфибола и плагиоклаза отчетливо выделяются более светлые мелкозернистые полосы или многочисленные овальные или неправильной формы обособления, сложенные преимущественно клиноцоизитом с подчиненной ролью амфибола, плагиоклаза, граната и апатита. Наряду с этим встречаются и более крупнозернистые без линейных структур массивные разновидности клиноцоизитовых амфиболитов. Содержание клиноцоизита в них нередко превышает 20% объема породы (рис. 39).

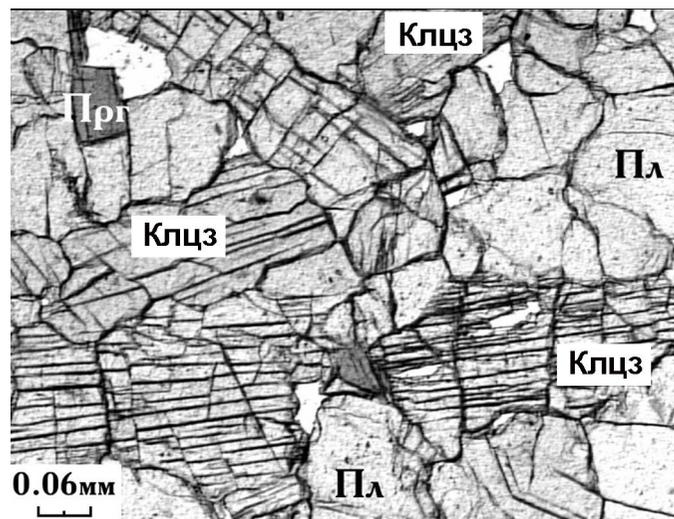


Рис. 39

Офитоподобная структура клиноцоизитового (Клцз) паргаситового (Прг) анортитового (Пл) амфиболита. Савелькульский участок. Фото шлифа.

Длинные призмы клиноцоизита совместно с изометричными зернами анортита создают в амфиболите участки офитоподобной структуры. Общей особенностью клиноцоизитовых амфиболитов является отсутствие железистой шпинели (герцинита), незначительное количество ильменита и появление сфена. Среди этих амфиболитов встречаются как чермакитовые, так и паргаситовые разновидности амфибола. Примечательно, что в пределах отдельного выхода

амфиболита наблюдается лишь одна из этих разновидностей амфибола. Гранат в клиноцоизитовых амфиболитах присутствует не всегда. Его отличает высокое содержание гроссулярового компонента (40-51 %) и относительно небольшие и сопоставимые друг с другом количества пиропового и спессартинового миналов (8-9 и 7-11 % соответственно). Примечательно также, что в этих гранатах подтверждается наиболее распространенная в амфиболитах тенденция роста содержаний MgO от середины зерен к их периферии, зато проявляется необычное явление: заметный рост количеств MnO по направлению к краям зерен, синхронно в этом же направлении снижается количество CaO. В ряду других анортитовых амфиболитов клиноцоизитовые разновидности выделяются относительно большим количеством мельчайших (10-50 мкм) округлых бесцветных или светло-желтых незональных зерен циркона. В виде минерала-узника он содержится в кристаллах анортита, клиноцоизита и амфибола. Суммарное его количество в породе составляет сотые доли процента.

Диопсидсодержащие гранатовые амфиболиты известны из глыб на Уразбаевском, Савелькульском и Миассово-Таткульском участках. Это преимущественно полосчатые, иногда массивные, неравномерно мелко- и среднезернистые меланократовые породы, половину объема которых занимают бесцветные прозрачные изометричные или короткопризматические кристаллы анортита с включениями округлых зерен циркона, призмочек апатита. Отдельные полосы в амфиболитах мощностью 10-15 см слагают гранатовые разновидности, где количество зерен граната поперечником 1-5 мм приближается к 15 %. Буровато-коричневые зерна граната несут следы дробления. По минеральному составу они относятся к гроссуляр-альмандинам, в которых пироповая составляющая достигает 10-17 %, а гроссуляровая – 24-46 %. Именно в этой разновидности амфиболитов было установлено наличие зерен граната как с привычной уже проградной направленностью изменения химического состава от середины зерен к их периферии (рост содержаний MgO и одновременное падение количества MnO и CaO), так и с ретроградной зональностью (снижение содержаний MgO в краевой кайме зерен и возрастание содержаний MnO, при сохраняющейся тенденции к уменьшению количества CaO). Видимо, в последнем случае наблюдаются реликты продуктов предыдущего этапа метаморфизма породы. Гранаты содержат мелкие включения герцинита, ильменита и циркона. Нередко (1-3% объема породы) в амфиболитах встречаются довольно крупные идиоморфные кристаллы сфена. Вдоль извилистой границы зерен граната с анортитом в отдельных случаях видны тонкие

мирмекитоподобные вроски бесцветного корунда в плагиоклазе. Темные зеленовато-бурые кристаллы амфибола (паргасита, магнезиальной роговой обманки, калийчермакита) размером до 1-5 мм в длину слагают 35-40 % объема породы. Они имеют свежий облик и содержат включения ильменита и темно-зеленой шпинели (герцинита). Последняя образует и более крупные выделения между кристаллами амфибола и плагиоклаза. Светло-зеленый прозрачный диопсид слагает разобщенные зерна в плагиоклаз-амфиболовой матрице (рис. 40). Их количество не превышает 3-9 % объема породы. Бесцветный кальцит местами занимает до 1 % объема породы.

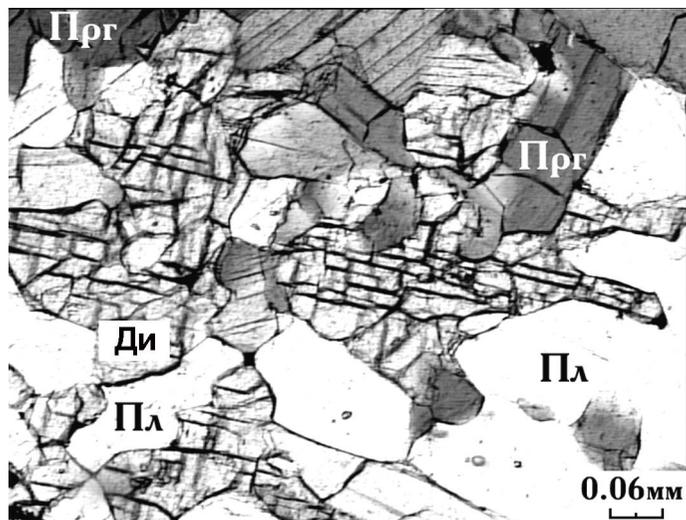


Рис. 40

Гипидиоморфнозернистая структура диопсидового (Ди) паргаситового (Прг) анортитового (Пл) амфиболита. Южное побережье Бол. Таткуля у Клюквенного болота. Фото шлифа.

Фассаитовые амфиболиты обнаружены пока лишь в одном пункте: в 630 м к северо-западу от вершины горы Савелькуль (см. рис. 8). Они представляют собой обособления округлой, пластинчатой или неправильной формы в небольшом выходе гранатового фассаитового с герцинитом метагаббро размером в поперечнике 0.5 x 3 м, залегающем среди

антофиллитовых метагипербазитов. По всей видимости, фассаитовые амфиболиты являются ксенолитами в метагаббро. Амфиболиты – это массивные полнокристаллические породы неравномерной зернистой структуры. Линейной ориентировки минералы в них не обнаруживают. Порода сложена гипидиоморфными кристаллами (1-5 мм) темного зелено-бурого паргасита (31.8 % объема породы) в сростании с темно-коричневыми зернами фассаита (23.2 %) и многочисленными выделениями (0.2-1 мм) темно-зеленого герцинита (17.1 %), мелкой сыпью (до 0.1 мм) ильменита (2.7 %), крупными (до 10-15 мм) лейстами анортита (15.5 %) с пойкилитовыми разрозненными включениями зернышек (20-50 мкм) клиноцоизита и апатита, возможно, и корунда, кальцита (суммарно до 9 %) и циркона (рис. 41). Подобного состава амфиболиты в литературе еще не описывались. По периферии их обособлений на границе с метагаббро нередко отмечается тонкая (5-7 мм) кайма мелкозернистого агрегата герцинита и ильменита.

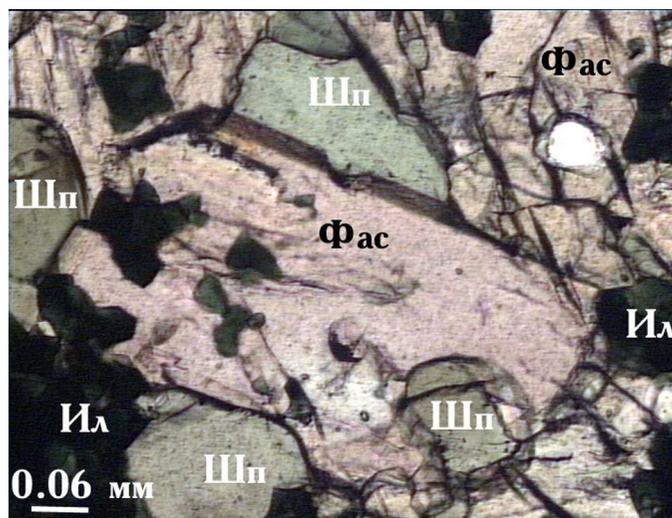


Рис. 41

Гипидиоморфные выделения фассаита в меланократовом ильменит (Ил)-шпинелевом (Шп) паргасит-фассаитовом амфиболите. Савелькульский участок. Фото шлифа.

Также пока лишь в одном месте в 0.5 км севернее западной околицы дер. Уразбаево встречены необычные меланократовые гранат-паргаситовые амфиболиты, обнажающиеся среди метагипербазитов в виде изолированного тела поперечником 8 x 12 м. Темно-серые, почти черные с единичными зернами анортита неравномерно-средне- крупнозернистые породы на 40-50 % состоят из пластинок клинохлора поперечником 1-5 мм, на фоне которых резко выделяются многочисленные (18-27 %) изолированные, либо вытягивающиеся в цепочки, изометричные с извилистыми границами зерна красновато-коричневого граната поперечником до 3-5 мм. В них заключено большое количество мелких включений ильменита, редких кристалликов паргасита, дравита, апатита и кианита. Оптически гранат выглядит однородным, но по результатам микрозондового изучения обнаруживает отчетливую химическую зональность. Содержание миналов в ядре зерен граната (мол. %): пироп -7.1, альмандин - 55.0, спессартин - 5.9, гроссуляр - 32.0, а в краях зерен: пироп - 14.3, альмандин - 61.6, спессартин - 0.7, гроссуляр - 23.4. Внешне черные призматические кристаллы зелено-бурого паргасита (1-3 мм) слагают 15-20 % объема амфиболитов (рис. 42). Включениями в них обычно являются зернышки ильменита, реже - мелкие октаэдры герцинита, кристаллы граната. Следов замещения паргасита другими минералами, в том числе и клинохлором, не обнаружено. Содержание темно-зеленой шпинели (герцинита) в породе достигает 5 %, ильменита - около 3%, гнездообразных скоплений и прожилков кальцита - 5 %.

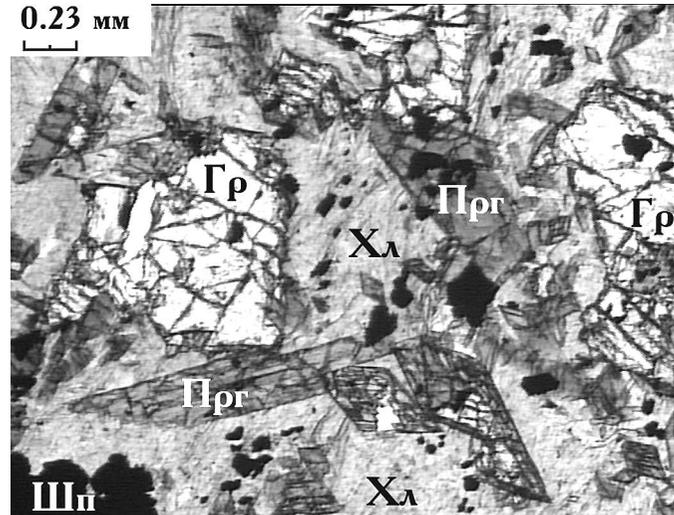


Рис. 42

Меланократовый хлоритизированный (Хл) гранат (Гр)-паргаситовый (Прг) со шпинелью (Шп) апоэклогитовый амфиболит. Включение в метагипербазитах. Уразбаевский участок. Фото шлифа.

Выходы массивных паргасит-гранат-клинохлоровых пород вдоль их границ с вмещающими тремолит-антофиллитовыми метагипербазитами окаймляются полосой существенно клинохлоровых сланцев, в которых встречаются крупные (до 1-2.5 см) хорошо ограненные ромбододекаэдры граната, который по составу является гроссуляр-альмандином, но тенденция смены химического состава в его поперечнике совсем иная, чем в гранате из массивного амфиболита. Разница в составах различных частей кристаллов здесь невелика. Минальный состав (мол. %) его ядра: пироп –16, альмандин –60, спессартин –5, гроссуляр –19, а краевой зоны: пироп –16, альмандин –59, спессартин –3, гроссуляр –21. Исходя из состава граната в этих амфиболитах и его количества в породе, наличия в нем реликтов высокобарического минерала (кианита), преобладания в породе высокожелезистых, существенно кальциевых, глиноземистых минералов, содержащих заметное

количество щелочей, мы сделали предположение [15], что описываемая порода является диафторированным апоэклогитовым амфиболитом.

Изредка среди толщи переслаивающихся слюдистых (биотит, мусковит) графитистых с гранатом кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов на южном побережье оз. Бол. Миассово в виде изолированных округлых выходов диаметром 10-15 м встречаются неравномерно мелко-среднезернистые полосчатые пироксен-амфиболовые скаполитовые породы, по облику и набору минералов близкие к амфиболитам. Основной их объем сложен крупными (до 1-3 см) изометричными индивидами скаполита, среди которых находятся скопления более мелких зерен анортита, без следов замещения его скаполитом. Многочисленные чередующиеся параллельные полосы мощностью 1-3 мм в породе слагают агрегаты короткопризматических зерен болотно-зеленого диопсида и почти черного амфибола (гастингсита). Редкие зерна принадлежат коричневатому-красному гранату. Более часты идиоморфные кристаллы сфена (рис. 43). Реакционные взаимоотношения перечисленных минералов не наблюдались.

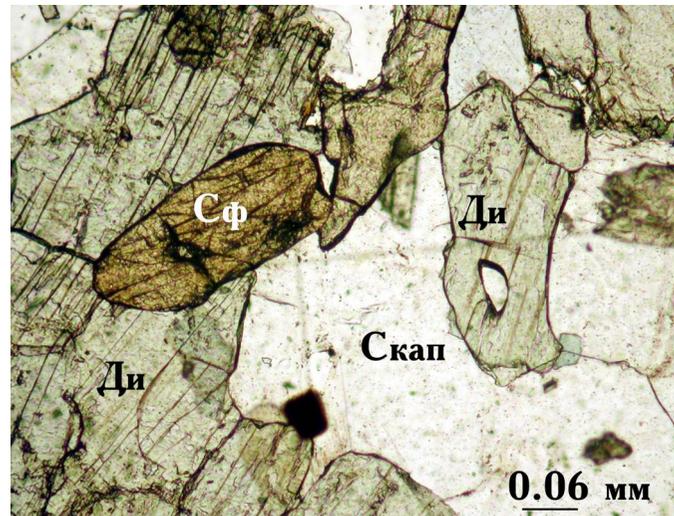


Рис. 43

Гастингсит-диопсид (Ди)-анортит-скаполитовая (Скап) порода с идиоморфными кристаллами сфена (Сф). Изолированный округлый выход среди графитистых кварцитов и гранат-биотитовых гнейсов кыштымской толщи на южном побережье Бол. Миассово. Фото шлифа.

В отличие от амфиболитов селянkinской и ильменогорской толщ [3, 19], среди амфиболитов из глыб в кыштымской толще существенно биминеральные разновидности встречаются относительно редко. К ним относятся выходы равномерно среднезернистых зеленых амфиболитов на восточном побережье Клюквенного болота у южного окончания оз. Бол. Таткуль. Удлиненные зерна амфибола размером 2-5 мм обнаруживают слабую плоскостную ориентировку. По составу они соответствуют магнезиальной роговой обманке, чей изумрудно-зеленый цвет обусловлен высоким (0.2-1.8 %) содержанием Cr_2O_3 . Примерно в равных соотношениях с амфиболом породу слагает мелкозернистый агрегат (0.3-0.5 мм) изометричных выделений бесцветного анортита. В виде отдельных кристаллов здесь встречаются мелкие зерна диопсида, ильменита и рутила.

Новыми для Ильменогорского комплекса и для Урала в целом оказались специфические антофиллит-жедрит-чермакит-куммингтонитовые амфиболиты, выявленные нами [14, 17, 50, 53] в составе блока жедрит-биотитовых кристаллосланцев, залегающих в виде олистолита видимой мощностью около 10 м и длиной до 90 м среди графитистых кварцитов кыштымской толщи на берегу зал. Зыряновка оз. Бол. Миассово. Они сначала были обнаружены в береговых развалах глыб, а затем вскрыты канавами в коренном залегании (копь 288). Амфиболиты слагают тонкие (от нескольких до 10-20 см мощностью), будинированные по падению пласты, согласно чередующиеся с пачками среднезернистых жедрит-биотитовых кристаллосланцев с крупными (до 5 см) зональными кристаллами граната пироп-альмандинового состава. Основной объем таких амфиболитов (30-60 %) слагают полиэдрические прозрачные зерна лабрадора или анортита, образующих мостовую (торцовую) структуру породы. Плагиоклазы лишь в редких случаях sdвойникованы, не обнаруживают отчетливой зональности по составу, слабо затронуты вторичными изменениями. В этой зернистой матрице беспорядочно либо

субпараллельно располагаются небольшие (0. 5-1 мм) бесцветные без концевых граней призмы куммингтонита и темно-зеленые – чермакита, редкие порфиробласты граната с многочисленными включениями амфибола и апатита (рис. 44). Порода нередко полосчатая: одни из полос обогащены куммингтонитом, другие – чермакитом.

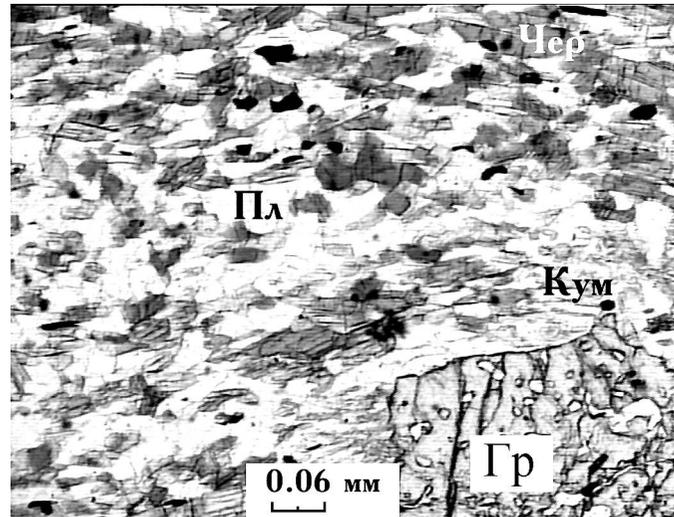


Рис. 44

Куммингтонит (Кум)-чермакитовый (Чер) амфиболит с порфиробластом граната (Гр). Прослой в гранатовых жедрит-биотитовых кристаллосланцах из олистолита в кыштымской толще. Берег залива Зыряновка на оз. Бол. Миассово. Копь 288.

Границы кристаллов амфиболов с зернами других минералов резкие, прямолинейные, без всяких следов замещения. Нередко можно видеть синтаксические сростки куммингтонита и чермакита, легко распознаваемые из-за разницы в цвете минералов (рис. 45). В виде мелких включений в плагиоклазах и амфиболах наблюдаются тонкие ярко-красные призмочки рутила и черные пластинчатые выделения ильменита, занимающие 1-2 % объема породы. Вдоль боковых поверхностей пластов этих амфиболитов обычно развивается агрегат более крупных (до 1-2 см в длину) призм темно-коричневого жедрита. Они располагаются беспорядочно, нередко пересекая кристаллизационную полосчатость породы, подчеркнутой

распределением зерен куммингтонита и чермакита. Это свидетельствует о более позднем образовании жедрита по сравнению с зернами других амфиболов и плагиоклаза.

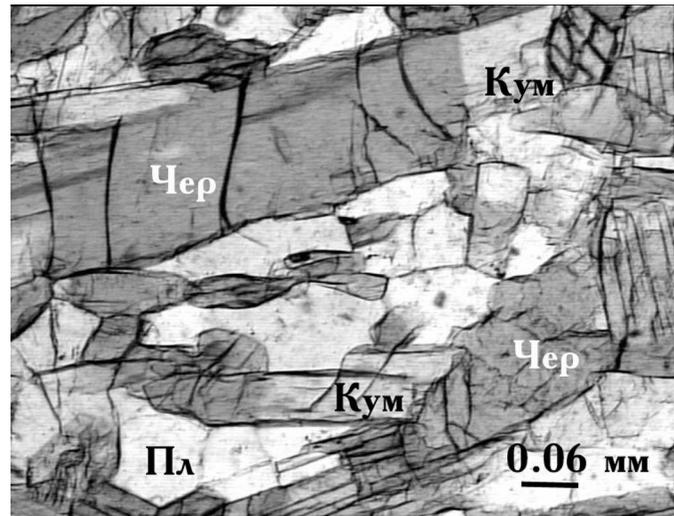


Рис. 45

Синтаксические сростания чермакита (Чер) и куммингтонита (Кум) в жедрит-куммингтонит-чермакитовом амфиболите. Прослой в гранатовых жедрит-биотитовых кристаллосланцах из олистолита в кыштымской толще. Берег залива Зыряновка на оз. Бол. Миассово. Копь 288.

Химическое исследование поперечников зерен всех перечисленных амфиболов не обнаружило в них зональности по составу. Не отмечено также развития вторичных минералов по этим амфиболам. Зато были выявлены микроскопические синтаксические вростки пластинок антофиллита в кристаллах жедрита [50]. Эти вростки встречаются в различных (краевых и центральных) частях кристаллов, образуя пятнистые скопления пластинчатой формы, в которых индивиды имеют одинаковую оптическую ориентировку с окружающим амфиболом. Существенно важно, что в амфиболитах Зыряновки наблюдаются все признаки синхронного роста куммингтонита и чермакита, без следов замещения друг друга. В куммингтонитовых же амфиболитах ильменогорской толщи авторы описания [1] подчеркивают вторичный характер

куммингтонита, замещающего роговую обманку. Примечательно, что магнезиальность всех разновидностей амфиболов в этих амфиболитах оказалась очень близкой – около 0.68. По этому показателю амфиболиты четырехамфиболовой ассоциации Ильмен заметно отличаются от подобных минералов из известных амфиболитов Норвегии (Телемарк) и Карелии (Вороньи тундры), где куммингтониты, жедриты, роговые обманки и антофиллиты заметно разнятся по магнезиальности [100]. В отличие от сходных амфиболитов Телемарка и Вороньих тундр амфиболиты Зыряновки не содержат кварца и граната, плагиоклаз в них не андезин, а лабрадор-анортит.

Изолированную группу крупных выходов вдоль южного побережья оз. Бол. Таткуль слагают неравномерномелко- и среднезернистые полосчатые сланцеватые дваамфиболовые анортитовые пироксеновые амфиболиты. Наряду с преобладающей здесь ярко-зеленой хромистой магнезиальной роговой обманкой встречаются более редкие зерна других кальциевых амфиболов (чермакита, эденита и малохромистой магнезиальной роговой обманки), выделяющихся своим бурым или буро-зеленым цветом. Эти две разновидности амфиболов обычно близки по валовому составу, заметно отличаясь лишь по содержаниям TiO_2 , Cr_2O_3 , иногда FeO и MgO . Следов замещения их друг другом не отмечено. Довольно крупные (1-3 мм) изолированные кристаллы в породе представлены светло-зеленым диопсидом. Гранат здесь практически не встречается, а из аксессуаров обычны ильменит и рутил. Мелкозернистый агрегат изометричных зерен бесцветного анортита слагает узкие призматические выделения длиной до 2 см, беспорядочно размещенные в породе. Их скопления образуют участки офитоподобной структуры. Возможно, они представляют собой высокотемпературные псевдоморфозы по кристаллам цоизита, подобные цоизитовым выделениям в апоэклогитовых амфиболитах Уфалейского комплекса, описанным А. И. Белковским [78].

Таким образом, в анортитовых амфиболитах из глыб - включений в уразбаевской олистостроме нами обнаружены весьма редкие разновидности с “первичными” дву- и четырехамфиболовыми ассоциациями, возникшими в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В заключение отметим, что описанные выше минеральные разновидности анортитовых амфиболитов Ильменогорского комплекса, за исключением фассаитовых, выделены достаточно условно, поскольку могут содержать в том или ином количестве минералы, характерные для других групп. В первую очередь это

касается диопсида, граната, корунда и клиноцоизита. Важно, что каждая глыба-включение амфиболита сложена каким-либо одним типом породы. Зональности в их составе не отмечается.

Подводя итоги полученных новых данных по амфиболитам среди кварцито-сланцевых толщ восточного обрамления Ильменогорского комплекса (кыштымская и сайтовская толщи) можно отметить, что они в своем большинстве слагают не пласты, а мелкие разрозненные выходы. Основная их масса представлена небольшими глыбами-включениями в древнем метаморфизованном серпентинитовом меланже, которым сложены различной величины олистолиты в апоосадочной (гнейсо-кварцитовой) матрице. Весь этот набор пород выделен нами [53] в микститовый комплекс под названием уразбаевская олистострома. По имеющимся на сегодня противоречивым данным [25, 53] ее возраст принимается рифей-вендским, хотя он может оказаться и палеозойским [53]. Наиболее разнообразны и специфичны по составу включения амфиболитов. Амфиболиты даже соседних глыб иногда существенно отличаются по минеральному составу. Эти глыбы имеют разнообразную форму и размеры, распределены в апоосадочной матрице или в метаморфизованных серпентинитах весьма неравномерно. Все это не позволяет считать отдельные выходы амфиболитов растащенными (будинированными) частями некогда единых пластовых тел. Весьма существенно, что амфиболиты и метагипербазиты метаморфизованы значительно сильнее, нежели вмещающие их апоосадочные породы (кварциты и гнейсы) [19, 53]. Тем самым отрицается изофациальность метаморфизма амфиболитов, гипербазитов и их ближайшего апоосадочного окружения, как это традиционно предполагается [24, 25]. Поскольку амфиболиты и гипербазиты представляют собой хаотически размещенные в апоосадочной матрице более древние небольшие тела, а не протяженные переслаивающиеся пласты, отпадают всякие основания для выделения т. н. сайтовского рифтогенного офиолитового комплекса [24, 101].

Отсутствие среди магматических пород полных химических аналогов рассматриваемых амфиболитов Ильмен, резкая обогащенность последних Са, Al, легкими РЗЭ, повышенные количества в них Cr, Ni, присутствие мельчайших округлых зернышек цирконов позволяют высказать предположение, что протолитом этих амфиболитов могли являться продукты дезинтеграции древней коры выветривания основных и ультраосновных пород. Этим косвенно подтверждаются

современные представления о геологической истории Урала, предполагающие существование древних материковых глыб (террейнов).

Составы главных породообразующих минералов анортитовых амфиболитов Ильмен однозначно указывают на высокотемпературные условия метаморфизма, при которых они возникли [80]. Примерно равное количество фигуративных точек составов амфиболов на диаграмме В. В. Закруткина [79] располагается в полях как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций (рис. 46).

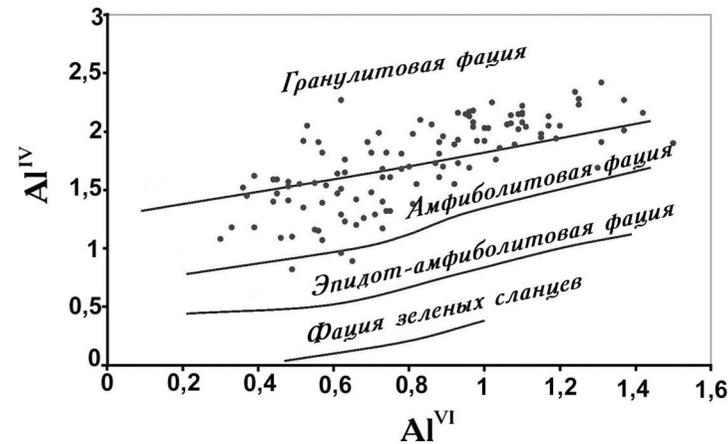


Рис. 46

Фациальная принадлежность кальциевых амфиболов из глыб экзотических амфиболитов Ильмен, залегающих в виде олистолитов в апоосадочной матрице или в виде кластолитов среди метагипербазитов, на диаграмме $Al^{IV} - Al^{VI}$ [79].

С. Н. Никандров с соавторами [12, с. 84] также считают, что «...амфиболы серии чермакита представляют наиболее высокотемпературные (гранулитовые) образования в комплексе». Большинство точек составов гранатов на диаграмме Н. В. Соболева [95] тоже находится в пределах полей высокотемпературных фаций: амфиболитовой, гранулитовой, а часть – даже в эклогитовой (рис. 47).

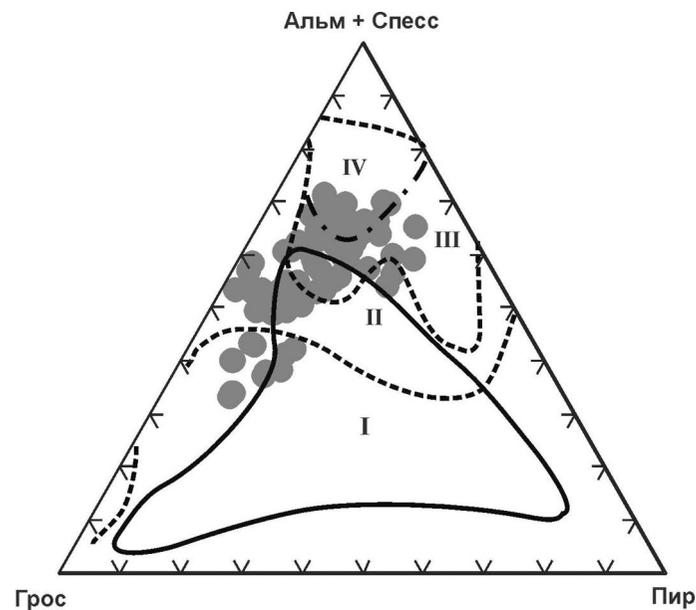


Рис. 47

Составы гранатов из амфиболитов Ильмен, залегающих в виде олистолитов в апоосадочной матрице или в виде кластолитов среди метагипербазитов, на треугольной диаграмме Н. В. Соболева [95].

Наличие в составе клинопироксенов из амфиболитов (особенно в фассаите) заметных количеств (от 1.5 до 7 %) минала Эскола ($\text{Ca}_{0.5}\text{Al Si}_2\text{O}_6$) также говорит о высокобарических условиях формирования вмещающих их амфиболитов [96]. Это подтверждается и находками в центральных частях отдельных зерен граната включений кристаллов кианита [15, 77]. Мы полагаем, что в такой ситуации возможно нахождение в составе олистолитов уразбаевской олистостромы или метаморфизованного серпентинитового меланжа реликтов эклогитов или апоэклогитовых амфиболитов. Некоторые доказательства этому мы уже приводили [15].

Высокие содержания кальция в исследуемых амфиболитах, преимущественно анортитовый состав плагиоклазов, редкая встречаемость кварца затрудняет применение к ним многих геотермометров и геобарометров. Из современных

методик были использованы гранат-амфиболовый, гранат-клинопироксеновый [92], гранат-биотитовый [112] и амфиболовый [103] геотермометры, амфибол-плаггиоклаз-кварцевый [111] и гранат-биотит-мусковит-кварцевый [113] геобарометры. Хорошие результаты, согласующиеся с данными диаграмм В. В. Закруткина [79] и Н. В. Соболева [95], были получены по геотермобарометру М. А. Мишкина [103, рис. 48]. Он был предложен для метабазитов и амфиболов из серии паргасит-чермакит-гастингсит. Именно этим условиям отвечают или приближаются составы большинства рассматриваемых амфиболитов Ильмен.

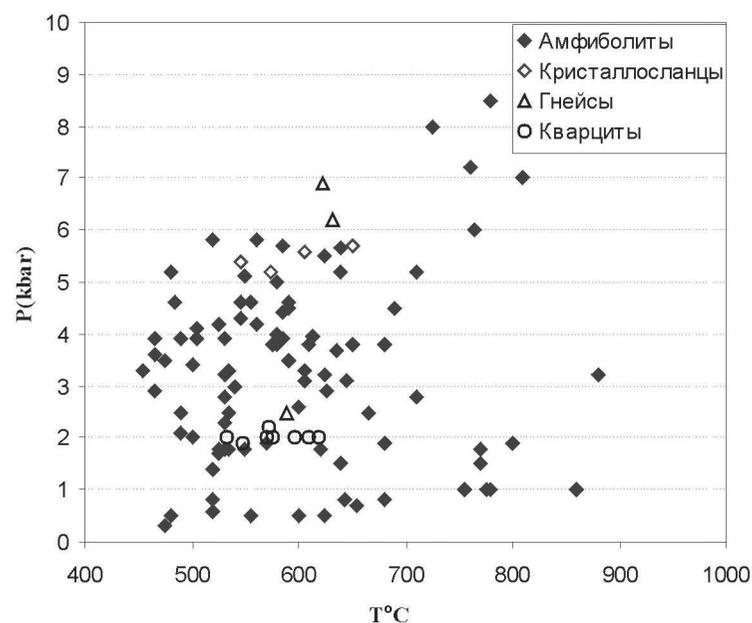


Рис. 48

Оценка P-T условий формирования олистолитов (амфиболиты и кристаллосланцы) и матрицы (кварциты, гнейсы) уразбаевской олистостромы по геотермобарометрам [103, 111, 112, 113, 133, 134].

По этим оценкам метаморфические преобразования в амфиболитах происходили в температурном интервале 470-900°C (в большинстве своем – около 500-700°C), и давлениях от 0.5 до 9 кбар (преобладают 3-5 кбар), тогда как вмещающие их кварциты и гнейсы – при 450-500°C [19, 109] при заметно более низких (около 2 кбар) давлениях. Более высокие значения температур метаморфизма (до 650 °C) определены у кварцитов и гнейсов, пронизанных инъекциями гранитной магмы. Этим подтверждается наше предположение [53], что в осадочную матрицу глыбы амфиболитов и гипербазитов попадали, уже будучи сильно метаморфизованными. Интересно, что для Савелькульского участка, расположенного в окружении гранитов, фиксируются более высокие температуры формирования амфиболитов, нежели для Уразбаевского. Показательно, что для олистолитов кристаллосланцев рассчитанные давления (5-6 кбар) хорошо согласуются с минеральными геобарометрами (наличие кианита, пироп-альмандинов). Точно так же подтверждаются очень высокие температуры и давления (800-900°C, 6-12 кбар) у гранатовых амфиболитов, которые мы считаем апоэклогитовыми [15]. Мы приходим к выводу, что материал олистолитов уразбаевской олистостромы очень неоднороден по температурным и барическим условиям формирования.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В ЭКЗОТИЧЕСКИХ АМФИБОЛИТАХ И КРИСТАЛЛОСЛАНЦАХ ИЛЬМЕН

Содержания РЗЭ и их соотношения часто привлекаются для выяснения первоначальной природы метаморфических пород [116, 117, 120]. В Ильменских горах такая попытка принадлежит А. Г. и Л. Ф. Баженовым [115]. По составу РЗЭ эти авторы установили, что амфиболиты (всего 1 анализ !) ильменогорской толщи близки к основным породам, а аномально низкое содержание Се в сумме РЗЭ лантановой группы может указывать на их происхождение за счет пелагических осадков.

Ниже впервые приводятся сведения о составе и содержаниях РЗЭ в т. н. экзотических амфиболитах [58] и кристаллических сланцах Ильменогорского комплекса (кыштымская толща). Данные эти ввиду их малочисленности и использования устаревшей методики являются предварительными. Их ценность в том, что они – первые. Экзотичность описываемых амфиболитов заключается как в их геологическом положении (это мелкие тела, слагающие включения в метагипербазитах), так и в их составе. Метагипербазиты с глыбами-включениями амфиболитов представляют собой

фрагменты метаморфизованного серпентинитового меланжа, заключенные в метаосадочной матрице (биотитовых гнейсовидных кристаллосланцах и кварцитах) кыштымской и сайтовской толщ (уразбаевский микститовый комплекс или олистострома, [19]). Наиболее часто они встречаются в межозерье Бол. Миассово - Бол. Таткуль, на северном побережье оз. Бол. Таткуль, на участке севернее дер. Уразбаево, у северо-западного подножья горы Савелькуль. Границы амфиболитов с вмещающими породами резкие, минералогической зональности в поперечном срезе их тела не обнаруживают, что заметно отличает их от родингитов.

Рассматриваемые ниже амфиболиты и кристаллосланцы в составе кыштымской толщи привлекают внимание тем, что являются редкими для Урала представителями 3-х – 4-х амфиболовых ассоциаций либо отличаются необычным биотит-жедрит-ставролит-гранатовым парагенезисом.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭКЗОТИЧЕСКИХ АМФИБОЛИТАХ ИЛЬМЕН

Определение РЗЭ в рассматриваемых ниже породах Ильменогорского комплекса было произведено Л. Ф. Баженовой в химической лаборатории Института минералогии УрО РАН методом бумажной хроматографии по известной методике Е. М. Гельман [114]. Ее недостатком является совместное определение Gd и Eu, Tb и Y.

Таблица 17

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в амфиболитах, слагающих включения в метагипербазитах

РЗЭ	Цоизитовые и клиноцоизитовые							Диопсидсодержащие					
	У-84-1	У-84-2	У-718- А	У-39-1	У-295- 2	ИК- 173-5-1	ИК- 173-6	У-305- 4	ИК- 118-1	ИК- 118-3	ИК- 173-1	ИК- 173-8	ИК- 173-14
La	121	158	172	8	98	22	21	6	3	10	31	12	9
Ce	280	354	118	24	185	58	52	15	7	26	88	23	22
Pr	33	41	14	4	17	8	4	3	1	4	12	3	3

Nd	159	178	53	17	77	35	28	10	5	18	54	14	12
Sm	32	39	10	4	11	7	6	2	2	4	13	3	2
Gd+Eu	37	51	11	7	11	9	8	3	2	7	17	3	4
Tb+Y	228	294	36	23	24	25	17	9	9	26	74	7	5
Dy	38	42	7	6	5	4	4	1	2	5	15	2	2
Ho	10	10	1	1	1	2	1	-	1	2	5	-	-
Er	31	38	3	1	3	4	2	1	2	4	10	1	-
Tm	6	4	0.4	0.4	3	3	4	-	0.4	-	4	-	-
Yb	23	37	3	4	4	3	4	-	3	2	11	-	-
ΣРЗЭ	998	1246	428.4	99.4	439	180	151	50	37.4	108	334	68	59
Относительное количество (%)													
Легких РЗЭ	59.4	58.7	81.2	53.4	85.9	68.3	69.6	68.0	42.8	53.7	55.4	76.5	78.0
Средних РЗЭ	34.6	35.0	17.4	41.2	11.8	26.1	23.8	30.0	42.8	40.7	37.1	22.1	22.0
Тяжелых РЗЭ	6.0	6.3	1.4	5.4	2.3	5.6	6.6	2.0	1.4	5.6	7.5	1.4	-

Продолжение таблицы 17

РЗЭ	Корундсодержащие		Биминеральные			Двуамфиболы	Фассаитовые	Гранатовые и безгранатовые горнблендиты	
	ИК-125-2	ИК-156-5	ИК-115-6	ИК-117-2	У-84-1-14	ИК-149	ИК-173-13-2	У-933-1	ИК-164-3
La	49	3	5	11	34	2	10	329	7
Ce	55	7	17	25	77	7	28	65	18
Pr	6	1	4	2	11	1	4	8	3
Nd	27	7	14	14	40	7	18	37	14
Sm	6	4	4	3	8	2	6	11	4
Gd+Eu	8	4	6	4	16	4	7	25	5
Tb+Y	34	12	11	6	86	19	17	95	12
Dy	5	3	4	3	11	3	4	14	3
Ho	1	1	-	-	5	1	1	3	-
Er	3	2	1	-	9	2	3	8	1
Tm	0.4	0.4	-	-	1	-	0.4	1	-
Yb	3	3	-	-	9	-	3	10	-
ΣРЗЭ	197.4	47.4	66.0	68.0	307.0	48.0	101.4	606.0	67.0
Относительное количество (%)									
Легких РЗЭ	66.4	38.0	60.6	76.5	52.8	35.4	59.2	72.5	62.7
Средних РЗЭ	27.4	50.6	37.9	23.5	41.0	60.4	34.5	24.4	35.8
Тяжелых РЗЭ	3.2	11.4	1.5	-	6.2	4.2	6.3	3.1	1.5

Примечания: анализы выполнены Л. Ф. Баженовой методом бумажной хроматографии в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс.

Пробы отобраны В. Г. Кориневским на территории Ильменского заповедника: У-84-1, У-84-2, У-718-А, У-39-1, У-295-2 – Уразбаевский участок; ИК-173-5-1, ИК-173-6 – Савелькульский участок; У-305-4 – Уразбаевский участок; ИК-118-1, ИК-118-3 – южное побережье оз. Бол. Таткуль; ИК-173-1, ИК-173-8, ИК-173-14 – Савелькульский участок; ИК-125-2 – южный берег оз. Бол. Таткуль у Змеиной горки; ИК-156-5 – северный берег оз. Бол. Миассово у Гранатовой горки; ИК-115-6 – островок у западного берега оз. Ынышко; ИК-117-2 – межозерье Бол. Миассово – Бол. Таткуль; У-84-1-14 – Уразбаевский участок; ИК-149- восточное побережье оз. Бол. Таткуль; ИК-173-13-2 – Савелькульский участок; У-933 – Уразбаевский участок; ИК-164-3 – верховья р. Ильменки, левобережье.

Из данных табл. 17 следует, что описываемые амфиболиты Ильмен резко выделяются в ряду подобных образований Урала и других регионов [115-119] повышенными количествами РЗЭ, редко опускающимися ниже 50 г/т. В отдельных пробах цоизитовых амфиболитов (пробы У-84-1, У-84-2) количества РЗЭ достигают чрезвычайно больших величин (998-1246 г/т). Среди амфиболитов в большинстве случаев отмечено существенное преобладание легких РЗЭ (до 60-80 %), и весьма низкие содержания тяжелых РЗЭ (в пределах 1,4 – 6,3 %). Необычными выглядят и заметные количества Nd, его преобладание над La, преимущественно Ce состав РЗЭ в амфиболитах, полное отсутствие Lu. Подобные соотношения РЗЭ наблюдаются в средних составах северо-американских и европейских сланцев [117], а также в толеитах континентов [120]. В целом же по перечисленным параметрам экзотические амфиболиты Ильменогорского комплекса не находят своих аналогов среди близких по химизму изверженных основных и ультраосновных пород [117-120]. По относительным содержаниям РЗЭ эти амфиболиты ближе к характеру распределения РЗЭ (рис. 49) в среднем европейском сланце [117], чем к апоэффузивному амфиболиту ильменогорской толщи [115], считающемуся представителем офиолитовой триады.

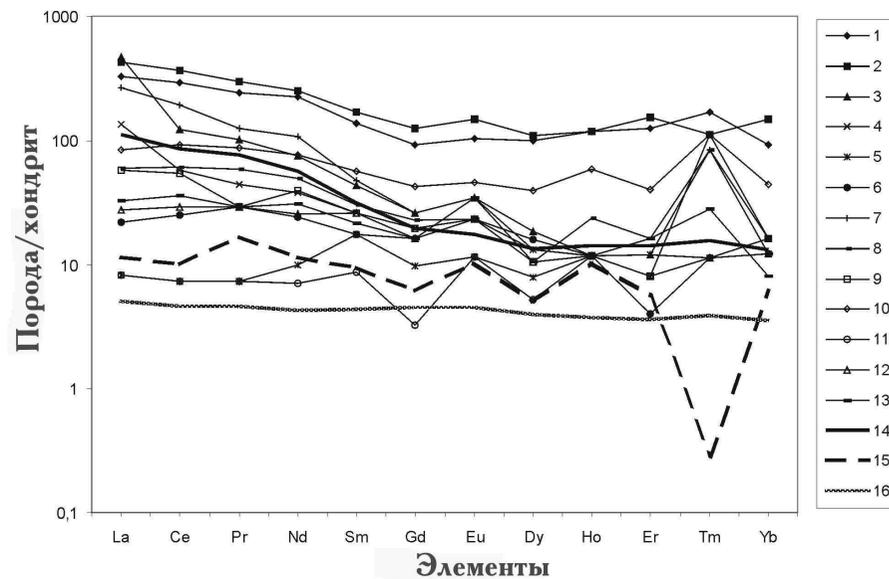


Рис. 49

Составы РЗЭ в экзотических амфиболитах Ильмен (по данным табл. 17, 19), нормированные по хондриту.

1-13- номера проб (см. табл.17, 19).14 - средний европейский сланец [117], 15 - апоэффузивный амфиболит ильменогорской толщи [115], 16 - меланократовое амфиболовое габбро Давыдовского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Среднеуральской платиноносной ассоциации [118].

От последних экзотические амфиболиты отличаются и более иттриевым составом РЗЭ (отношение Ce/Y в них в пределах 1-3, а у ильменогорских амфиболитов – 2-5). Это обстоятельство косвенно подтверждает наше предположение [58], что часть указанных экзотических амфиболитов Ильмен может являться сильно метаморфизованными продуктами дезинтеграции древней коры выветривания по основным и ультраосновным породам. Другая часть амфиболитов могла произойти за счет магматических пород основания континентальной коры, выведенных на поверхность при ее разрыве в процессе рифтогенеза. Механизмом

выведения были как серпентинитовые протрузии, так и явления обдукции. Повышенные количества РЗЭ в амфиболитах могут объяснены влиянием синхронных процессов генерации щелочных магм (миаскитов) при этом рифтогенезе.

С. Ф. Соболев [119] считает, что основная масса РЗЭ в основных и ультраосновных породах Урала содержится в главных породообразующих минералах: плагиоклазе, пироксене и роговой обманке. Исследования Ф. П. Леснова [121] показали, что амфиболы являются важнейшими концентраторами РЗЭ в магматических породах. При этом среди РЗЭ резко преобладают Се и Nd. Именно этим обстоятельством можно объяснить весьма существенную роль Се и Nd в составе РЗЭ экзотических амфиболитов Ильмен. Заметную долю в такое распределение Се и Nd вносят и гранаты, в которых легкие лантаноиды также преобладают [122]. Вместе с тем следует заметить очень большую разницу в содержаниях и относительной роли РЗЭ в составе гранатов из амфиболитов ильменогорской толщи [122] и гранатов экзотических (корундовых) амфиболитов (табл. 18, проба У-718-А). По предварительным данным микрозондового анализа в последних содержатся необычайно высокие количества Pr, Gd, Tb и, особенно, Dy (3219 г/т) Такие различия в спектре составов РЗЭ и их количеств в гранатах из амфиболитов различного происхождения позволяют использовать РЗЭ в качестве индикаторного признака.

Таблица 18

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в некоторых минералах из амфиболитов Ильменских гор (предварительные данные)

РЗЭ	Апатит	Цоизит	Клиноцоизит	Гранат		
	У-295-2	У-295-2	У-718-А	У-718-А	7	8
La	-	51	-	-	1.6	6.8
Ce	405	243	-	-	9.7	12
Pr	-	1328	4980	913	-	0.9
Nd	-	609	-	-	5.5	6.2
Sm	-	-	-	-	3.3	6.4
Gd	-	-	-	261	6.7	10.9
Eu	609	-	870	-		

Tb	160	-	-	320	55.8	38.1
Y	-	-	-	-		
Dy	267	478	870			
Er	267	267	-	-	2.6	2.6
Yb	-	-	-	-	8.3	7.3
Lu	352	484	528	-	-	-

Примечания: минералы из проб У-295-2 и У-718-А (амфиболиты из включений в метагипербазитах

Уразбаевского участка) проанализированы на микрозонде JXA-733 в Институте минералогии УрО РАН, аналитик Е. И.

Чурин. 7 и 8 – гранаты из амфиболитов ильменогорской толщи [115]

ами установлены (табл. 18) и очень высокие концентрации РЗЭ в цоизитах и клиноцоизитах, играющих заметную роль в составе экзотических амфиболитов. Видимо, почти все количество Pr, Dy, Eu и Lu в этих породах сконцентрировано в указанных минералах группы эпидота. На долю апатита также падает существенная часть содержаний Ce, Eu, Tb, Dy, Er и Lu, но его количество в амфиболитах редко достигает 1 % объема породы и поэтому мало сказывается на ее валовом составе.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ В АМФИБОЛИТАХ И КРИСТАЛЛОСЛАНЦАХ КЫШТЫМСКОЙ ТОЛЩИ

Амфиболиты в кыштымской толще, вопреки распространенному мнению [39], играют резко подчиненную роль среди преобладающих в ней кварцитов и гранат-биотитовых плагиогнейсов (кристаллосланцев). Их природа и форма залегания выяснены недостаточно [19]. Выше уже рассмотрены составы и условия залегания т. н. экзотических амфиболитов в кыштымской толще. Ниже пойдет речь об амфиболитах, слагающих пластовые тела, чередующиеся с кварцитами и кристаллосланцами. Отличительной их особенностью являются отчетливые сланцеватые текстуры, более широкий спектр состава плагиоклаза (от андезина до лабрадора), незначительное количество граната, присутствие диопсида и развитие по нему амфиболовых псевдоморфоз, отсутствие цоизита, клиноцоизита и корунда. Содержание РЗЭ пока определено лишь в одном образце таких амфиболитов (табл. 19, проба У-467). Количество РЗЭ в нем достаточно велико (93 г/т), легкие РЗЭ заметно преобладают над средними. Как и в случае с экзотическими амфиболитами, в составе РЗЭ наиболее заметную роль играют La, Ce, Nd, Tb+Y.

В составе кыштымской толщи выявлены необычные по набору минералов маломощные пластовые тела амфиболитов среди гранат-биотитовых жедритовых кристаллосланцев [19, 56]. Они вскрыты канавами и шурфами на восточном берегу залива Зыряновка на оз. Бол. Миассово. Амфиболиты характеризуются совместным присутствием 3-4-х разновидностей амфиболов: куммингтонита, жедрита, чермакита, антофиллита. Амфиболиты, где совместно присутствуют эти минералы, на Урале отмечены еще лишь в Александровском комплексе [123], а так же в Вороньей тундре Кольского полуострова [100]. Куммингтонит с чермакитом, жедрит с антофиллитом нередко образуют синтаксические сростки [56]. Жедрит в этих амфиболитах Зыряновки является более поздним минералом, чем чермакит и куммингтонит, но следов замещения указанных амфиболов жедритом не зафиксировано. Примечателен очень основной (лабрадор-анортит) состав плагиоклаза, свежий облик всех минералов породы. Эти амфиболиты кыштымской толщи содержат еще больше РЗЭ (около 70-170 г/т). В них резко доминируют легкие РЗЭ (66-83 %), а среди последних – Се и Nd (табл. 19, пробы ИК-105-6, 12, 34).

Содержания редкоземельных элементов (г/т) в амфиболитах и кристаллосланцах кыштымской толщи

РЗЭ	Амфиболиты с куммингтонитом, чермакитом, жедритом и антофиллитом				Сланц еватый амфиб олит	Жедрит- биотитовые кристаллосланц ы с гранатом		Кианитов ые кристалло сланцы
	ИК- 105- 12	ИК- 105-6	ИК- 105-34	ИК- 105-41	У-467	ИК- 105-39	ИК- 105-14	К-289-П
La	7	9	28	8	10	8	16	33
Ce	20	20	62	17	26	16	42	87
Pr	40	3	7	2	3	4	6	10
Nd	11	13	38	10	16	13	24	43
Sm	3	3	8	2	5	2	5	9
Gd+Eu	3	4	10	3	7	4	5	12
Tb+Y	9	11	18	6	15	11	14	61
Dy	1	2	2	2	4	1	2	6
Ho	-	1	-	-	1	-	-	3
Er	-	-	2	1	4	1	2	6
Tm	-	--	-	-	-	-	-	-
Yb	-	2	-	-	2	-	-	5
ΣРЗЭ	94	68	175	51	93	60	116	275
Относительное количество (%)								
Легких РЗЭ	83.0	66.2	77.1	72.5	59.1	68.3	75.9	62.9
Средних РЗЭ	17.0	30.9	21.7	25.5	34.4	30.0	22.4	33.1
Тяжелых РЗЭ	-	2.9	1.2	-	-	-	-	-

Примечания: анализы выполнены Л. Ф. Баженовой методом бумажной хроматографии в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс. Пробы отобраны В. Г. Кориневским на территории Ильменского заповедника: образцы с индексом ИК-105 взяты из стенок канавы на восточном берегу залива Зырянвка на восточном побережье оз. Бол. Миассово (копь 288); обр. У-467 – север Уразбаевского участка на левобережье р. Ильменки; обр. К-289-П – межозерье Ынышко-Бол. Таткуль (копь 289).

Сходное с описанными выше амфиболитами 3-4-х амфиболовых ассоциаций распределение РЗЭ обнаруживают и чередующиеся с ними жедрит-биотитовые кристаллосланцы (табл. 19, пробы ИК-105-39, 14, 41), нередко содержащие крупные кристаллы пироп-альмандина, заметные количества рутила, ильменита и ставролита. Плагноклаз в кристаллосланцах также основной.

Высокими содержаниями РЗЭ (275 г/т) характеризуются слюдистые силлиманит-кианитовые кристаллосланцы, залегающие в виде прослоя среди графитистых кварцитов кыштымской толщи между озерами Ынышко и Бол. Таткуль (табл. 19, проба К-289-П). Среди других пород кыштымской толщи они выделяются наибольшими количествами La, Ce, Pr, Nd, Tb+Y, что, возможно, обусловлено повышенными содержаниями в этих породах апатита.

Амфиболиты из глыб-включений в блоках метаморфизованного серпентинитового меланжа в кварцитах кыштымской толщи Ильменогорского комплекса по своему химизму формально относятся к ультраосновным породам (содержания SiO_2 часто менее 40 %), но по высоким количествам CaO, Al_2O_3 , щелочей таковыми не могут являться. По этим признакам указанные породы не находят своих аналогов среди изверженных пород [104]. Чрезвычайно большие по сравнению с обычными основными и ультраосновными породами содержания РЗЭ в экзотических амфиболитах Ильмен, резкое преобладание в них легких РЗЭ, практическое отсутствие – тяжелых, повышенные содержания Ni и Cr, заставляют согласиться с предположением [58], что протолитом таких амфиболитов могли быть продукты дезинтеграции древней коры выветривания по основным и ультраосновным породам. Судя по минеральному составу и петрографическим особенностям, часть амфиболитов из включений в

метагипербазитах может оказаться отторженцами интрузивных пород нижних частей земной коры Урала, выведенных на поверхность серпентинитовыми протрузиями, либо при обдукционных явлениях во время рифтогенеза.

Преобладание в составе амфиболитов с уникальным 3-4-х амфиболовым парагенезисом и чередующихся с ними гранатовых жедрит-биотитовых кристаллосланцев кыштымской толщи легких РЗЭ; очень высокая глиноземистость, кальциевость и магнезиальность пород свидетельствуют в пользу мнения о первично-осадочном происхождении этих пород.

ЛИТОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ СОСТАВОВ ПОРОД ЧУЖЕРОДНЫХ БЛОКОВ И ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

Для литохимической типизации пород чужеродных блоков и вмещающих их толщ нами были проанализированы химические составы порядка 80 проб этих пород, отобранных на исследуемых участках, а также из кластолитов меланжа Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль. Особо выделены пробы пород чужеродных блоков и вмещающих пород, отобранные из кристаллосланцев, обнажающихся на восточном побережье оз. Бол. Миассово – на полуострове Сайма, в непосредственной близости от массивов нижнепермских гранитов.

Согласно рекомендациям Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [124] для полученных данных были рассчитаны следующие петрохимические модули:

- гидролизатный модуль (ГМ) – $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$
- титановый модуль (ТМ) – $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$
- железный модуль (ЖМ) – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$
- фемический модуль (ФМ) – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$
- модуль нормированной щелочности (НКМ) – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$
- алюмокремниевый модуль (АМ) – $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$
- щелочной модуль (ЩМ) – $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$
- закисный модуль (ЗМ) – $\text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3$
- общая щелочность $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

По значениям рассчитанных модулей была произведена литохимическая аттестация проанализированных проб пород, после чего все аналитические и расчетные данные были сведены в таблицу 20.

Таблица 20

Химический состав (мас. %) и петрохимические модули пород из кластолитов метаморфизованных меланжей уразбаевской олистостромы и меланжа Осинового мыса оз. Бол. Ишкуль, а также пород кварцито-сланцевых толщ сайтовской серии Ильмен.

Окислы и модули	Кластолиты меланжей								
	Анортитовые амфиболиты								
	У-68	ИК-118-1	ИК-125-4	У-305-4	У-933-1	У-718-Δ	ИК-173-5-1	ИК-173-1	У-84-1
Окислы	Кластолиты меланжей								
SiO ₂	59.47	40.46	31.74	48.6	29.6	35.11	39.12	34.5	39.19
TiO ₂	0.47	0.69	1.98	0.71	1.46	1.2	1.12	2.24	2.06
Al ₂ O ₃	14.17	22.7	23.6	11.81	20.46	28.15	24.09	23.23	27.73
Fe ₂ O ₃	2.63	2.12	4.43	1.48	7.73	3.83	3.45	6.63	1.81
FeO	5.96	8.62	8.8	8.26	11.85	6.82	5.26	8.08	5.37
MnO	0.496	0.2157	0.4601	0.2751	0.2911	0.18184	0.2489	0.3829	0.37
MgO	50.72	5.526	8.301	10.8424	10.1219	5.7258	5.25184	10.2	6.43
CaO	8.682	15.865	12.202	15.6817	9.2855	13.9972	18.52569	11.921	2113.39
Na ₂ O	2.756	1.0262	0.857	0.7082	0.8843	1.4501	0.7826	1.04489	1.3
K ₂ O	0.494	0.8221	0.2461	0.1327	0.2995	0.572	0.8245	0.7481	0.3
H ₂ O	0.647	0.621	0.8808	0.4701	2.5029	1.041	0.9015	0.11065	1.2
MgO	0.955	0.227	0.2303	0.152	0.1089	0.23119	0.2135	0.173	0.2
CaO	15.36	13.6	14	14.3	8.6	11.3	11.6	15.8	0.1
P ₂ O ₅	0.05	0.09	0.23	0.22	0.17	0.38	0.3	0.18	0.1
Na ₂ O	1.04	0.94	1.04	0.9	2.05	0.76	1.84	0.93	
CO ₂		0.8	1.43	0.14	2.22	0.66		0.11	
K ₂ O	0.58	0.18	0.15	0.13	0.7	0.87	0.61	0.67	
П.п.п.			4.44		2.52				
Сумма	100.07	99.89	99.64	99.45	99.46	99.25	100.06	99.24	99.37
FM	0.093	0.85	1.2017	0.4014	1.4011	1.1408	0.87	1.18346	0.95
FM ₂	0.039	0.0315	0.0807	0.0607	0.0728	0.0436	0.05254	0.10374	0.07
ЖМ	0.85	0.70	0.85	1.66	1.37	0.56	0.56	0.99	0.47
СО ₂	0.25	0.12	0.1	0.1	0.28	0.4	0.05	0.05	0.47
ФМ	0.23	0.41	0.69	0.43	1.01	0.47	0.36	0.73	0.36
П.п.п.									
НКМ	0.23	0.08	0.04	0.07	0.05	0.07	0.07	0.08	0.06
Сумма	99.45	102.53	99.77	99.5	100.19	99.86	99.82	99.74	0.06
FM	0.658	0.5610	0.7451	0.2441	0.6963	0.8932	0.62140	0.67124	0.71
НМ	5.804	1.2406	3.3300	6.0902	4.4808	2.9011	0.95007	1.41009	4.33
ЖМ	2.2704	4.0798	1.9980	5.5826	1.5390	1.7802	1.52096	1.22090	2.97
Na ₂ O, K ₂ O	3.21	1.84	1.04	0.84	1.0895	1.9584	1.6091	1.78071	1.60
ФМ	0.41	0.72	0.35	0.41	0.95	0.84	0.91	0.71	1.60
НКМ	pN=0.10	pN=0.05	pN=0.06	pN=0.07	pN=0.10	pN=0.07	pN=0.10	pN=0.08	pN=
Литотип	сиалит	гидрол	гидрол	сиалит	гидрол	гидрол	гидрол	гидрол	гидрол
		-т	-т	161	-т	-т	-т	-т	-т
Участок	Уразба	Межо-зерье	Межо-зерье	Уразба	Уразба	Уразба	Савель	Савель	Уразба
	ево			ево	ево	ево	-куль	-куль	ево

AM	0.37	0.69	0.44	0.32	0.98	0.74	0.89	0.72
ЦМ	1.79	5.22	6.93	6.92	2.93	0.87	3.02	1.39
ЗМ	4.34	0.68	4.58	3.99	1.55	0.90	0.54	1.66
Na ₂ O+K ₂ O	1.62	1.12	1.19	1.03	2.75	1.63	2.45	1.60
Литотип	pH- гидрол -т	pN- гидрол- т	pS- сиалит	pN- сиалит	pN- гидрол -т	pN- гидрол- т	pN- гидрол- т	pN- гидрол- т
Участок	Межоз ерье	Савель куль	Межоз ерье	Межоз ерье	Межоз ерье	Савель куль	Савель куль	Савельк уль

Продолжение таблицы 20

Окислы и модули	Кластолиты меланжей									
	Энстатитовые горнблендиты				Амфиболовые габбро					
	ИК-173-17-1	ИК-177-Д	ИК-203-1	Иш-84-2	ИК-246-1	ИК-246-2	ИК-248-2	ИК-248-3	ИК-252	ИК-194-22
SiO ₂	51.36	42.1	47.24	47.22	47.07	47.52	45.06	47.92	44.32	37.44
TiO ₂	0.38	0.03	0.17	0.18	0.24	0.26	0.3	0.22	0.64	1.06
Al ₂ O ₃	4.3	16.42	9.6	8.7	18.17	13.57	15.05	16.74	21.23	22.3
Fe ₂ O ₃	2.42	6.12	7.68	4.12	0.69	1.16	1.14	1.22	2.79	7.13
FeO	6.73	4.3	2.88	6.82	4.3	5.86	4.43	4.19	8.01	4.3
MnO	0.14	0.21	0.18	0.19	0.12	0.15	0.13	0.15	0.17	0.19
MgO	21.72	18.1	19.63	20.9	10.6	14.92	13.2	12.41	4.9	6.14
CaO	9.15	10.38	9.2	8.21	16.09	12.21	17.61	13.18	12.31	15.35
Na ₂ O	0.92	0.74	1.24	1.2	0.9	1.5	0.8	1.22	3.57	1.12
K ₂ O	0.13	0.06	0.16	0.2	0.15	0.64	0.12	0.44	0.84	1.62
H ₂ O ⁺	1.82	1.2	1.24	1.18	0.8	1.68	1.26	1.8	0.82	2.08
H ₂ O ⁻	0.22	0.07	0.05	0.32	0.07	0.16	0.14	0.22	0.12	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.08	0.09	0.16	0.16	0.1	0.18	0.16	0.21	0.18
CO ₂	0.16	0.06	0.08	0.16	0.04	0.08	0.06	0.09	0.05	0.07
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.55	99.87	99.44	99.56	99.4	99.81	99.48	99.96	99.98	99.08
ГМ	0.27	0.64	0.43	0.42	0.50	0.44	0.47	0.47	0.74	0.93
ТМ	0.09	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.05
ЖМ	6.63	1.75	3.11	3.61	0.85	1.60	1.23	1.06	0.73	0.76
ФМ	0.60	0.68	0.64	0.68	0.33	0.46	0.42	0.38	0.36	0.47
НКМ	0.24	0.05	0.15	0.16	0.06	0.16	0.06	0.10	0.21	0.12
АМ	0.08	0.39	0.20	0.18	0.39	0.29	0.33	0.35	0.48	0.60
ЦМ	7.08	12.33	7.75	6.00	6.00	2.34	6.67	2.77	4.25	0.69

ЗМ	2.78	0.70	0.38	1.66	6.23	5.05	3.89	3.43	2.87	0.60
Na ₂ O+K ₂ O	1.05	0.80	1.40	1.40	1.05	2.14	0.92	1.66	4.41	2.74
Литотип	рМ- силит	рН- гидро л-г	рN- сиали г	рN- сиали г	рS- сиали г	рN- сиали г	рN- сиали г	рN- сиали г	рН- гидро л-г	рN- гидро л-г
Участок	Саве ль- куль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Саве ль- куль	Ишку ль

Продолжение таблицы 20

Окислы и модули	Кластолиты меланжей									
	Фассаитовое габбро			Би-Амф габбро		Фассаититы			Вебстериты	
	ИК-194-4	ИК-194-18	ИК-173-13-1	ИК-194-16	ИК-194-5А	ИК-177-6	ИК-177-Г	ОСМ-2	ИК-178-2	ИК-177-Б
SiO ₂	39.08	49.64	46.22	38.15	35.04	39.03	31.36	34.65	54.33	51.94
TiO ₂	0.56	0.61	0.26	0.83	1.56	0.03	0.05	0.1	0.06	0.13
Al ₂ O ₃	21.88	22.3	22.66	24.4	21.63	12.43	24.93	20.36	1.42	3.54
Fe ₂ O ₃	7.05	2.18	1.56	7.9	7.73	6.46	8.9	8.38	0.7	5.3
FeO	2.85	2.54	5.98	3.36	7.3	2.33	2.87	2.81	4.13	2.16
MnO	0.07	0.14	0.15	0.22	0.27	0.13	0.16	0.13	0.13	0.16
MgO	4.93	3.5	2.12	4.97	5.2	19.86	15.6	16.15	27.15	17.03
CaO	20.21	17	19.4	15.64	13.67	16.95	14.04	15.1	10.48	17.3
Na ₂ O	0.58	1.24	1.1	0.64	1.06	0.18	0.32	0.2	0.32	0.49
K ₂ O	0.23	0.25	0.07	1.91	2.4	0.09	0.05	0.03	0.04	0.1
H ₂ O ⁺	0.2	0.38	0.08	1.14	1.84	0.57	0.08	0.23	0.4	1.02
H ₂ O ⁻	0.22	0.09	0.05	-	0.1	0.12	0.12	0.16	0.21	0.1
P ₂ O ₅	1.43	0.16	0.18	0.34	0.64	0.05	0.08	0.05	0.05	0.05
CO ₂	0.07	0.05	0.07	0.04	0.08	1.73	1.72	1.44	0.11	0.1
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.36	100.08	99.9	99.54	98.52	99.96	100.28	99.79	99.53	99.42
ГМ	0.83	0.56	0.66	0.96	1.10	0.55	1.18	0.92	0.12	0.22
ТМ	0.03	0.03	0.01	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
ЖМ	0.66	0.36	0.43	0.65	0.88	2.31	1.10	1.34	21.70	6.72
ФМ	0.38	0.17	0.21	0.43	0.59	0.74	0.88	0.79	0.59	0.47

HKM	0.04	0.07	0.05	0.10	0.16	0.02	0.01	0.01	0.25	0.17
AM	0.56	0.45	0.49	0.64	0.62	0.32	0.79	0.59	0.03	0.07
ЦМ	2.52	4.96	15.71	0.34	0.44	2.00	6.40	6.67	8.00	4.90
ЗМ	0.40	1.17	3.83	0.43	0.94	0.36	0.32	0.34	5.90	0.41
Na ₂ O+K 2O	0.81	1.49	1.17	2.55	3.46	0.27	0.37	0.23	0.36	0.59

Литотип	рН- гидро л-т	рН- гидро л-т	Н- гидро л-т	рN- гидро л-т	рN- гидро л-т	рS- сиали т	рN- гидро л-т	рN- гидро л-т	рN- силит	рM- силит
Участок	Ишку ль	Ишку ль	Савел ь- куль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль	Ишку ль

Окислы и модули	Вмещающие породы								
	Кварциты						Амфиболовые гнейсы		
	У-336-1	У-174	ИК-140-4	ИК-42-4-1	ИК-165-В	Т-16-1	Т-14-2	Т-15-2	Т-25
SiO ₂	90.12	91.89	93.05	93.69	74.68	91.98	70.48	49.1	60.24
TiO ₂	0.19	0.15	0.14	0.11	0.06	0.2	0.66	0.28	0.7
Al ₂ O ₃	2.94	2.79	2.31	2.02	13.89	1.97	12.58	17.34	16.32
Fe ₂ O ₃	0.01	0.01	0.37	0.72	0.55	0.84	2.09	2.56	2.56
FeO	2.57	2.05	1.31	1.02	1.76	1.55	4.42	3.35	5.29
MnO	0.42	0.55	0.1	0.06	0.16	0.04	0.21	0.08	0.19
MgO	1.28	0.51	0.79	0.59	0.27	0.64	2.61	9.24	2.01
CaO	0.32	0.3	0.4	0.27	0.94	0.52	1.35	14.39	8.83
Na ₂ O	0.86	0.54	0.68	0.34	2.62	0.42	1.84	2.04	1.48
K ₂ O	0.34	0.58	0.52	0.48	3.56	0.6	1.84	0.17	0.58
H ₂ O ⁺	0.29	0.41	-	0.45	0.99	0.18	1.34	1.02	1.12
H ₂ O ⁻	0.24	0.07	0.07	0.11	0.16	0.2	0.24	0.16	0.24
P ₂ O ₅	0.07	0.01	0.01	-	0.07	0.1	0.16	0.05	0.14
CO ₂	0.15	-	0.34	-	-	-	0.05	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.8	99.86	100.09	99.86	99.71	99.24	99.87	99.78	99.7
ГМ	0.07	0.06	0.05	0.04	0.22	0.05	0.28	0.48	0.42
ТМ	0.06	0.05	0.06	0.05	0.00	0.10	0.05	0.02	0.04
ЖМ	1.37	1.06	1.05	1.12	0.20	1.41	0.70	0.86	0.59
ФМ	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.13	0.31	0.17
НКМ	0.41	0.40	0.52	0.41	0.44	0.52	0.29	0.13	0.13

AM	0.03	0.03	0.02	0.02	0.19	0.02	0.18	0.35	0.27
ЩМ	2.53	0.93	1.31	0.71	0.74	0.70	1.00	12.00	2.55
ЗМ	257.00	205.00	3.54	1.42	3.20	1.85	2.11	1.31	2.07
Na ₂ O+K ₂ O	1.20	1.12	1.20	0.82	6.18	1.02	3.68	2.21	2.06
Литотип	S- силит	S- силит	H- силит	H- силит	M- силит	S- силит	M- силит	pS- сиали т	N- сиалит
Участок	Уразб аево	Уразб аево	Уразб аево	Уразб аево	Уразб аево	Межо зерье	Межо зерье	Межо зерье	Межоз ерье