

А. С. Варлаков

ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

A. S. Varlakov

THE TYPES OF METAMORPHOUS TRANSFORMATIONS OF THE URALS ALPINOTYPE ULTRABASITES

The following types of metamorphism of alpinotype ultrabasites are described: 1) serpentinization (phreatic, auto- and allo-), 2) pneumatolytic Fe-Mg-metasomatism of lherzolite-harzburgites, 3) similar process, involving gabbro intrusions and adjacent to them alpinotype ultrabasites, 4) hydrothermal and pneumatolytic silicic and carbonic acid metasomatism, 5) normal contact-thermal, and 6) regional dynamothermal metamorphism.

На Урале выделяются следующие типы метаморфизма альпинотипных гипербазитов: 1) серпентинизация (фреатическая, авто- и алло-), 2) пневматолитовый Fe-Mg-метасоматоз альпинотипных гарцбургитов, 3) сходный процесс, охватывающий габброидные интрузии и примыкающие к ним альпинотипные гарцбургиты, 4) гидротермальный и пневматолитовый кремнекислый и углекислый региональный и локальный метасоматоз, 5) нормальный контактово-термальный и 6) региональный динамотермальный метаморфизм.

Альпинотипные гарцбургиты внедряются из верхнемантийных глубин в земную кору, именно они являются исходными породами. Лерцолиты в массивах чаще отсутствуют или занимают подчиненное положение.

Серпентинизация

Фреатический тип. Самый ранний процесс изменений альпинотипных гипербазитов начинается с серпентинизации, следующей непосредственно вслед за становлением гарцбургитовых массивов в земной коре [3]. Кристаллизация и остывание гарцбургитовых тел чаще всего происходит в приповерхностных и гипабиссальных условиях, сопровождаясь контракцией с образованием тонкой сети мелких трещин, по которым поступают морские и вадозные воды, в соответствии с чем процесс называется фреатической серпентинизацией. Поскольку воды проникают в горячие, хотя и остывающие породы, серпентинизация носит гидротермальный регрессивный низкотемпературный характер, выражаясь в α -лизардитизации. Температура процесса, согласно изотопным данным по паре магнетит-лизардит (хризотил) 85—185 °С. Приводимые в литературе температуры ранней серпентинизации порядка 50 °С, получаемые по изотопам кислорода или водорода не заслуживают доверия, так как находятся в противоречии с геологическими данными. При α -лизардитизации практически все железо исходных силикатов, существенно окисляясь, входит в структуру серпентина. По этой причине содержание магнетита в возникающих породах не превышает 0.5 %. В результате завершённой серпентинизации получаются серпофит- α -лизардитовые серпентиниты мелкопетельчатой структуры, где шнуры петель сложены продольнопластинчатым α -лизардитом, а центр ячеек занимает низкодвупреломляющий серпофит, в составе которого в основном участвует повлен-хризотил.

Однако фреатическая серпентинизация может проходить также при средних и даже высоких температурах, что зависит от глубины проявления процесса. Среднетемпературная β -лизардитизация, протекает в гипабиссальных условиях, а наиболее глубинная фреатическая серпентинизация выражается в антигоритизации, при этом по энстатиту образуется тальк.

При среднетемпературной β -лизардитизации возникают пластинчатые шнуры с продольной спайностью, а центр ячеек занимают шестоватые индивиды β -лизардита, ориентированные секториально. Под микроскопом внешняя шнуровидная часть ячеек выделяется более высоким

преломлением и двупреломлением ($n_g - n_p = 0.009$), а секториальные центральные ядерные части ячеек отличаются низким двупреломлением ($n_g - n_p = 0.002 - 0.005$). При β -лизардитизации часть железа выделяется в виде магнетита (2—5 %). Поэтому β -лизардитовые серпентиниты характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью ($\chi = 1.5 \cdot 10^{-2}$ СИ) по отношению к серпофит- α -лизардитовой разновидности ($\chi = 0.1 - 0.3 \cdot 10^{-2}$ СИ).

В случае частичной α - или β - лизардитовой серпентинизации, т. е. когда в центре петель сохраняются реликты оливина или энстатита, морфология шнуров одинакова и различить оба типа серпентина нельзя, однако, появление магнетита решает вопрос диагностики [3]. Магнетит обычно концентрируется в шовных хризотиловых шнурах. С β -лизардитизацией связано возникновение хризотилоида, который образуется в результате повышения щелочности растворов, вызывающих β -лизардитизацию. Он слагает самостоятельные породы и образует вместе с β -лизардитом ячейки сложного строения, а также непосредственно развивается по первичным силикатам [3]. α -Лизардитовая фреатическая серпентинизация гарцбургитов характерна для южных массивов зоны Главного Уральского разлома (Кемпирсайского, Хабарнинского, Халиловского, Катралинского и др.), севернее Байгускаровского массива наблюдается существенно β -лизардитовый тип (Присакмарский, Нуралинский и др.). Причем, резкой границы между этими типами серпентинизации не наблюдается. Выявляются породы, сочетающие оба типа в разных частях одного и того же массива или даже в пределах одного шлифа.

Фреатическая антигоритизация выражается в непосредственном развитии пластинок антигорита по оливину. Энстатит замещается при этом тальком или гидродиоксидом. Если в шлифах наблюдаются шнуры α -лизардита, то они, отвечая регрессивному процессу, конечно, моложе по отношению к антигориту. Этот тип фреатической серпентинизации соответствует глубинным частям сильно эродированных массивов, благодаря чему в них возрастает объем дунитов, как метасоматических образований. Степень серпентинизации сравнительно слабая. Редким наглядным примером является Улан-Сарьдагский массив, залегающий в архейской Гарганской глыбе Восточной Сибири [13].

Среднетемпературная и высокотемпературная серпентинизации на регрессивной ступени могут смениться α -лизардитизацией, что свойственно всем относительно высокотемпературным типам серпентинизации [3].

Автосерпентинизация. Этот тип процесса отвечает регрессивной ступени, когда заканчивается образование пород, возникающих в результате метаморфических или метасоматических процессов. В метасоматических дунитах и метаморфических энстатит-, антофиллит-, тальк- и антигорит-оливиновых породах автосерпентинизация выражается в α -лизардитизации, т. е. носит низкотемпературный характер. Аналогично фреатическому типу образуется мелкопетельчатая структура. На завершающей ступени, когда серпентином замещаются реликтовые зерна оливина, в центре ячеек кристаллизуется серпофит (повлен-хризотил) и субпаралельные волокна хризотила. Серпентинизация энстатит-оливиновых пород иногда сопровождается кристаллизацией по шнурам петель γ -лизардита. Эти шнуры имеют зубчатые очертания и поперечную отдельность, вдоль которой ориентирована ось N_p оптической индикатриссы, что позволяет диагностировать γ -лизардит. В существенно оливиновых метасоматических породах (габброидные дуниты, верлиты, гарцбургиты, лерцолиты), возникающих в результате формирования дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса (ДВКК) в ходе Fe-Mg-мета-соматоза габброидов и примыкающих к ним альпинотипных гарцбургитов, автосерпентинизация чаще всего выражается в формировании β -лизардитовых серпентинитов крупнопетельчатой реликтовой пойкилитовой и полигональной секториальной структур. Размер петель изменяется от 0.4—0.8 до 1.5 мм, что соответствует размеру и морфологии исходных зерен оливина. Этот тип серпентинизации наиболее ярко проявлен в Устейском, Бриентском, Северо-Баженовском, Ишкининском, Аккермановском, Сарановском и других массивах Северного, Среднего и Южного Урала [6]. Характерно, что в серпентинитах Сарановского массива и, возникших по породам ДВКК, наблюдается одинаковый тип структур, что свидетельствует о решающей роли оливинизации в формировании пород Сарановской группы массивов западного склона Урала. Осталось недостаточно ясным, почему в породах ДВКК массивов Полярного Урала этот тип серпентинизации выражается в мелкопетельчатой α -лизардитизации [3, 6].

Аллосерпентинизация. Этот процесс обусловлен прогрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации, обычно, в условиях действия гидротермальных растворов. Аллосерпентинизация выражается в β -лизардитизации и антигоритизации, соответственно, при

средне- и высокотемпературных процессах не выше 500 °С. Аллосерпентинизации подвергаются все ультраосновные породы, в сложении которых участвует оливин. Для превращения в антигоритовые серпентиниты клинопироксенитов и энстатититов необходим привнос магния. Аллометаморфическая β-лизардитизация серпофит-α-лизардитовых серпентинитов, а так же частично α-лизардитизированных дунит-гарцбургитов приводит к возникновению β-лизардитовых серпентинитов крупнопетельчатой ленточной или секториальной структур, где секториальные ячейки непосредственно соприкасаются между собой. Антигоритизация проявляется более наглядно. В большинстве случаев в массивах, сложенных антигоритовыми серпентинитами, можно выявить реликтовые пятна лизардитовых серпентинитов петельчатой структуры. В антигоритовые и β-лизардитовые серпентиниты превращены целые массивы или их части в тектонических или приконтактных зонах более молодых интрузий и дайковых образований. Аллосерпентинизация всегда сопровождается выделением магнетита, поэтому зоны в массивах, испытывающих аллосерпентинизацию, выделяются повышенным магнитным полем. Энстатит гарцбургитов при β-лизардитизации переходит в четко выраженный бастит, а при антигоритизации в буроватый чешуйчато-игольчатый агрегат гидродиоксида. Бастит в антигоритовых серпентинитах часто превращается в мелкочешуйчатый агрегат антигорита, обогащенного тонкозернистыми выделениями магнетита, повторяющими контуры бывшего зерна пироксена. В условиях интенсивной перекристаллизации порода становится однородной с более или менее равномерно распределенными зернами магнетита. Унаследование петельчато расположенных зерен магнетита наблюдается далеко не всегда.

β-Лизардитизация характерна для хризотил-асбестоносных массивов, приурочиваясь к зонам разломов. При ее развитии по относительно свежим дунит-гарцбургитам повышается щелочность гидротермальных растворов, что приводит на фронте процесса к хризотилизации пород и образованию хризотил-асбеста [3]. В некоторых массивах (Баженовском, Кiemбайском, Саянском, Молодежном, Аккаргинском и др.) в ходе эволюции β-лизардитизации после порообразующего хризотила кристаллизуется антигорит, охватывающий не только рудное пространство, но и безрудные гарцбургитовые блоки. Так что, антигорит может кристаллизоваться при более низких температурах в условиях повышения щелочности растворов. Выделяются два типа антигоритовых серпентинитов — обычных с магнетитом (2—6 %) и возникающих в кислой среде — безмагнетитовых, однако, сохраняющих свою железистость (железо входит в структуру минерала).

В заключение надо заметить, что самостоятельное образование свойственно α-, β-лизардиту и антигориту. Остальные различия серпентинитов являются результатом эволюции гидротермальных растворов, вызывающих β-лизардитизацию [3].

Гидротермальный метасоматоз

Выделяются следующие типы гидротермального метасоматоза гипербазитов: кремнекислый, кремнеуглекислый, углекислый и калиевый углекислый, соответствующие оталькованию, тальк-карбонатизации, карбонатизации и лиственитизации. Это типично аллометаморфические процессы, вызываемые гидротермальными растворами, генетически связанными с более молодыми гранитоидными интрузиями, или с действием растворов метаморфогенного происхождения.

Оталькование гипербазитов вызывается привнесением гидротермальными растворами кремния, поэтому оно наблюдается в контактовой зоне с гранитоидными мегматическими телами или на контакте с силикатными вмещающими породами при участии метаморфогенных вод. Кремнесодержащие гидротермальные растворы могут проникать внутрь массива вдоль разрывных нарушений, в таком случае не обнаруживается непосредственной связи с источником кремния. В условиях чисто кремниекислого метасоматоза образуются талькиты. Чаще гидротермальные растворы, вызывающие оталькование являются углекислыми, вследствие чего, наряду с тальком кристаллизуется карбонат магnezит-брейнеритового ряда. Таким образом, продуктом описываемого процесса являются тальк-карбонатные породы в ассоциации с талькитами.

В приразломном типе метаморфизма проявляется высокотемпературный кремнеуглекислый метасоматоз, при котором образуются магnezит-энстатитовые породы (сагвандиты), известные в массиве Рай-Из.

Карбонатизация гипербазитов, вызываемая углекислыми растворами — распространенный процесс, однако, чисто карбонатные породы, не содержащие исходных реликтовых минералов, встречаются редко.

Лиственитизация — особый процесс изменения ультра-основных пород, вызываемый гидротермальными растворами, в составе которых наряду с углекислотой важную и необходимую

роль играет калий. В этом состоит принципиальное отличие лиственитизации от процессов формирования тальк-карбонатных пород. Наблюдаемая иногда смена во внешней метасоматической зоне лиственитов тальк-карбонатными породами вызывается не генетическими причинами, а изменением состава растворов (действие калия ограничено зоной, прилегающей к раствороподводящему каналу). Лиственитизация, как правило, наблюдается в регионах проявления гранитоидного магматизма или развития калийсодержащих пород, из которых калий мобилизуется гидротермальными растворами любого происхождения. Генетическая роль калия в углекислых растворах заключается в разложении Mg-Fe-Са-силикатов на Mg, Fe, Са-карбонаты и кварц. Так что, лиственит может быть назван кварц-карбонатной породой. Присутствие в исходных породах некоторого количества глинозема приводит к кристаллизации светлой слюды (мусковита, серицита). Изоморфная примесь в слюде хрома (фуксит) придает ей зеленоватую окраску, что позволяет легко макроскопически диагностировать породу. Листвениты часто сопровождают кварцевые жилы, в том числе золотиносные.

Fe-Mg-метасоматоз альпинотипных лерцолит-гарцбургитов

Непосредственно вслед за становлением лерцолит-гарцбургитовых массивов по подводящему каналу и ослабленным направлениям в них проникают Fe-Mg-флюиды верхнемантийного происхождения. В ходе Fe-Mg-метасоматоза (оливинизации) формируются жилы, неправильные мелкие и крупные тела дунитов. Эти растворы сопровождаются привнесением хрома, что приводит к возникновению хромитового оруденения [2]. Интенсивность проявления наблюдаемой оливинизации регулируется глубиной эрозионного среза массивов, т. е., в их более глубоких частях растет объем дунитов. Примером этого служит уже упомянутый выше Улан-Сарьдагский массив. Хромоносные Fe-Mg-флюиды проникают в гарцбургиты по ослабленным направлениям тектонического и контракционного происхождения, поэтому при прогнозах и поисках хромитовых руд следует руководствоваться принципами, используемыми применительно к месторождениям постмагматического генезиса. Особое внимание должно уделяться участкам подводящих каналов, перекрываемых более древними, обычно метаморфическими толщами (наглядный пример — Юго-восточные месторождения Кемпирсайского массива) [2].

Встречаемые в альпинотипных массивах жилы и гнезда пироксенитов образовались в ходе сопряженного метасоматоза [9].

Fe-Mg-метасоматоз габброидных интрузий

После внедрения габброидных интрузий, которые в крупных массивах обычно располагаются в висячих боках тел альпинотипных гипербазитов, вдоль поверхности их раздела из зон глубинного метаморфизма проникают Fe-Mg-флюиды, подвергающие соприкасающиеся массивы Fe-Mg-метасоматозу [6]. При этом гарцбургиты, залегающие под габброидными телами, испытывают оливинизацию с образованием дунитов обычно в ограниченных объемах. В значительно больших масштабах Fe-Mg-метасоматоз охватывает выше залегающие габброиды, по которым последовательно образуются дуниты, верлиты, клинопироксениты и оливиновые габбро. В результате формируется дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс (ДВКК), который рассматривается сторонниками плитотектонических идей в качестве кумулятивных образований, возникших в ходе магматической кристаллизационной дифференциации габброидной магмы. С другой стороны, существует точка зрения, согласно которой ДВКК произошел метасоматическим путем, благодаря воздействию габброидных интрузий на альпинотипные гипербазиты [1]. Генетические проблемы ДВКК рассмотрены в монографии [6]. Здесь же отмечу два принципиальных положения, опровергающих обе названные гипотезы, основанные на фактах, взаимно исключающих друг друга. В большинстве крупных массивов габброидные тела залегают на альпинотипных гипербазитах, между которыми располагается ДВКК, в подошве которого находятся дуниты. Отсюда и возникла идея о кумулятивном происхождении ДВКК. Эти распространенные случаи невозможно объяснить сторонникам метасоматического происхождения ДВКК на месте альпинотипных гипербазитов, так как надо допустить движение горячих растворов сверху вниз, что противоречит законам гравитации. К тому же, они не дают объяснения, что собой представляют и откуда берутся растворы, связанные с габброидными интрузиями и создающие ДВКК. В то же время эти исследователи справедливо подчеркивают, что габброидные интрузии прорывают тела альпинотипных гипербазитов, залегая по отношению к ним произвольным образом, в том числе, и со стороны их подошвы [1]. Но в любом случае между ними располагается ДВКК. А эти факты уже противоречат кумулятивной гипотезе.

На основании всестороннего анализа состава и строения ДВКК мною рассмотрены доказательства в пользу упомянутых выше представлений о метасоматическом, преимущественно апогабброидном генезисе этого комплекса [6]. Следует так же учесть существование сопряженного метасоматоза [9], когда выносимые компоненты реагируют с вновь образуемыми породами, в результате чего возникают жилы и гнезда диопсидитов и энстатититов.

Контактово-термальный метаморфизм

Этот тип метаморфизма не сопровождается привнесением компонентов. В его протекании участвует только вода, как главный переносчик тепла, поскольку теплопроводность сухих пород очень низка. По этой причине наибольшими масштабами и температурами контактового метаморфизма выделяются умеренно кислые интрузии (гранодиориты, сиениты, тоналиты, кварцевые диориты и т. п.), отличающиеся сочетанием водоносности и относительно высоких температур магм.

С полным набором метаморфических фаций мной описан контактовый метаморфизм исходных антигоритовых серпентинитов Уфалейского массива на контакте с Чусовской кварцево-диоритовой интрузией [4]. Общая ширина контактово-термального ореола около 1000 м. Здесь выявлена следующая температурная метаморфическая зональность (с указанием мощности каждой зоны и диапазоном температур их формирования при $P_{H_2O} = P_{общ.} = 1-2$ кбар.: 1) исходные антигоритовые серпентиниты; 2) оливин-антигоритовые породы, >500 м, 450—520 С°; 3) тальк-оливиновые породы, 50—300 м, 520—650 С°; 4) тальк-антофиллит-оливиновые породы, 100 м, 600—670 С°; 5) энстатит-антофиллит-оливиновые породы, 60—100 м, 650—700 С°; 6) энстатит-оливиновые породы, 100—150 м, >700 С°. Оливин в породах на регрессивной ступени подвержен частичной α -лизардитизации при участии точилита. Хромшпинелиды не испытывают заметных изменений. В энстатит-оливиновых породах встречена зеленая шпинель.

Сходная картина контактового метаморфизма, являющаяся типичной, установлена во многих регионах мира. Например, в Западной Японии описана зональность на контакте гранодиоритовой интрузии с гипербазитами в ореоле шириной 2 км: 1) исходные антигоритизированные гарцбургиты, 2) тальк-оливиновые породы, 3) антофиллит-оливиновые породы, 4) энстатит-оливиновые породы. Оливин представлен реликтовой и вновь образованной более магниевой разновидностью. Во всех породах присутствуют хромшпинелиды [14].

В некоторых массивах выявляются только отдельные метаморфические зоны. Например, в Беспаловско-Байрамгуловском массиве (Южный Урал) контактово-термальный метаморфизм под воздействием Увильдинской и Сабанайской гранитоидных интрузий выразился в образовании тальк-оливиновых и антигорит-оливиновых пород.

Контактовый метаморфизм гипербазитов, связанный с габброидными интрузиями чаще проявляется в низкотемпературных фациях, что выражается в образовании β -лизардитовых и антигоритовых серпентинитов. Это можно видеть на контакте габбро г. Кирпичной с α -лизардитизированными гарцбургитами Хабарнинского массива.

Региональный динамотермальный метаморфизм гипербазитов рифтогенных офиолитов

Некоторые мигматит-гнейсово-сланцевые комплексы Урала, изначально представляющие собой рифейские рифтогенные офиолиты, характеризуются зональным расположением метагипербазитовых тел, соответствующих по составу определенным метаморфическим фациям в диапазоне от субгранулитовой до верхних ступеней зеленосланцевой [5, 7]. Наглядным примером таких образований является Сысертско-Ильменогорский комплекс. Наиболее высокотемпературные фации метаморфизма — энстатит-оливиновые породы, приуроченные к приосевой части антиклинорных структур, по мере удаления в сторону крыльев антиклинорий, сменяются продуктами амфиболитовой фаций — тальк-оливиновыми породами. В краевых частях крыльев в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций образуются антигорит-оливиновые породы и антигоритовые серпентиниты. В пространственной локализации разнофациальных продуктов метаморфизма установлен стратиграфический контроль, что обусловлено совпадением поверхностей напластования пород с изоградами теплового поля. Это свидетельствует о создании антиклинорной структуры в ходе поднятия, обусловленного развитием глубинного теплового поля, с которым связан метаморфизм [5]. В других регионах выявляются лишь отдельные фациальные зоны. В метаморфических толщах Мурзинко-Адуйского комплекса

залегают пластообразные тела тальк-оливиновых пород, с которыми связана бериллиевая минерализация, локализованная в продуктах биметасоматических преобразований диоритовых даек. Картина метаморфической зональности регионального динамотермального метаморфизма сходна с контактовым метаморфизмом гипербазитов, что вполне понятно, поскольку возникающие парагенезисы с оливином в основном определяются температурными параметрами. Однако, из продуктов динамотермального метаморфизма выпадает антофилит-оливиновая зона. Это обусловлено, по-видимому, фактором повышенного давления в последнем случае.

Гипербазиты, залегающие в палеозойских толщах, испытывают региональный динамотермальный метаморфизм, не превышающий зеленосланцевой фации, т. е. породы представлены β -лизардитовыми или антигоритовыми серпентинитами. Антигоритизация, часто обусловлена приразломным метаморфизмом и носит локальный характер. Во всяком случае, в антигоритовых серпентинитах почти всегда можно обнаружить под микроскопом реликтовые пятна β -лизардитового серпентинита.

Наиболее ярко приразломный метаморфизм разных фаций и типов проявлен в Полярноуральских гипербазитовых массивах, где дунит-гарцбургиты подвержены перекристаллизации и реологическим процессам с превращением во вторичные породы того же состава.

Метаморфизм, связанный с глубинными разломами, т. е., обусловленный глубинным термальным полем, действие которого контролируется разрывными тектоническими нарушениями, был выделен Ю. Е. Молдавцевым и А. С. Перфильевым [11] в связи с Главным Уральским разломом, выполненным гипербазитами Полярного Урала. В массиве Рай-Из выделяется линейная протяженная зона вторичных гарцбургитов и оливиновых пород. Здесь обнаружены гранатовые амфиболиты. В средней части массива Рай-Из выявлена зона северо-восточного и субширотного простиранья, в осевой части которой получили развитие оливин-энстатитовые, энстатитовые, оливиновые породы и сагвандиты [12]. В периферии этой зоны в породах наблюдается развитие талька, а так же штурбахитов. В северной части массива пользуются площадным развитием антигорит-оливиновые породы, сменяющиеся антигоритовыми серпентинитами. Характерно, что в оливин-энстатитовых породах развит энстатит радиально-лучистой структуры. Это, наряду с присутствием энстатитов, свидетельствует об образовании части пород в условиях высокотемпературного кремнекислого метасоматоза, участками сопровождавшегося углекислыми растворами, благодаря чему возникали сагвандиты. Таким образом, в массиве Рай-Из проявились термальное метаморфизм и метасоматоз, связанные с глубинным разломом. Метаморфизм глубинных разломов следует выделить в самостоятельный тип метаморфизма, наряду с региональным динамотермальным метаморфизмом.

Региональный зональный кремнекислый метасоматоз

Выделенный тип метаморфизма гипербазитов, в отличие от процессов оталькования, проявляется в более высокотемпературных фациях, выражаясь в энстатитизации и антофиллитизации. Как региональный процесс, его можно наблюдать в метагипербазитах антофиллит-асбестоносных провинций мигматит-гнейсово-сланцевых комплексов (Сысертско-Ильменогорская и Восточно-Мугоджарская). Наиболее наглядно кремнекислый метасоматоз, обусловленный плагиогранитизацией, выражен в Сысертско-Ильменогорском комплексе, где возникла региональная зональность в ходе процессов энстатитизации, антофиллитизации и оталькования, в результате которых сформировались обособленные в пространстве зоны (по преобладающим минералам): 1) оливин-энстатитовых и энстатитовых; 2) антофиллитовых и 3) тальковых (тальк-карбонатных) пород. Зоны оливин-энстатитовых и антофиллитовых пород ранее принимались за проявление регионального динамотермального метаморфизма, соответствующего гранулитовой и амфиболитовой фациям [10]. Оливин-энстатитовые и энстатитовые породы располагаются в пределах наиболее высокотемпературной зоны близ приосевой части антиклинорной структуры, где исходные породы представлены энстатит-оливиновыми породами и серпентинитами по ним. В отдельных телах энстатитовой зоны, с которой связаны промышленные месторождения антофиллит-асбеста, наблюдается локальная метасоматическая зональность, соответствующая регрессивной ступени: энстатит–антофиллит–тальк. На породы разных зон накладываются процессы тремолитизации и карбонатизации. Интересно, что зоны кремнекислого метасоматоза локализованы изофациально с зонами предшествовавшего регионального метаморфизма, т. е. их положение так же подчиняется стратиграфическому контролю. Этому обязан тот факт, что все известные месторождения антофиллит-асбеста Сысертско-Ильменогорской провинции приурочены к зоне энстатитовых пород, тела которых залегают в

черновской (кыштымской) толще. Это сужает площади поисковых работ на антофиллит-асбестовое оруденение. Образование антофиллит-асбеста обусловлено действием на тела метагипербазитов энстатитовой зоны гидротермальных растворов, связанных с молодым калиевым гранитным магматизмом. Т. М. Вольхина и Г. И. Шегай [8] отмечают, что формирование антофиллит-асбеста в Мугоджарских месторождениях протекает под действием щелочных существенно калиевых гидротермальных растворов. Характерно, что в Восточно-Мугоджарской провинции наиболее высокотемпературная ступень кремнекислого метасоматоза выражается в антофиллитизации, а энстатитовая ступень не проявляется.

На контакте гранитоидных даек, залегающих в гипербазахитах, возникает биметасоматическая зональность: биотит-хлорит- тальк. В Борзовском месторождении корунда гранитоидные дайки, секущие гипербазиты, превращаются в плагиоклазиты и корундовые плагиоклазиты (кыштымиты, плюмазиты). По серпентинитам и оливин-энстатитовым породам образуются не тальковые, а хлорит-актинолитовые и актинолитовые породы.

Литература

1. Альпинотипные гипербазиты Урала // *К. К. Золоев, Д. С. Штейнберг и др.* Свердловск, 1985. 66 с.
2. *Варлаков А. С.* Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазахитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 63—82.
3. *Варлаков А. С.* Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей // Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.
4. *Варлаков А. С.* Контактный метаморфизм гипербазитов Уфалейского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992. № 5. С. 27—37.
5. *Варлаков А. С.* Рифтогенные офиолиты, метаморфизм и строение Вишневогорского-Ильменогорского метаморфического комплекса. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. 68 с.
6. *Варлаков А. С.* Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 179 с.
7. *Варлаков А. С.* Метаморфизм гипербазитов Вишневогорского-Ильменогорского мигматит-гнейсово-сланцевого комплекса (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1997. Т. 72. Вып. 1. С. 53—55.
8. *Вольхина Т. М., Шегай Г. И.* Особенности метаморфизма гипербазитов гнейсово-мигматитовых комплексов Мугоджар // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1980. С. 48—56.
9. *Жариков В. А., Омельяненко В. И.* Классификация метасоматитов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978. С. 9—28.
10. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.
11. *Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С.* Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5. С. 50—55.
12. Строение, эволюция и минерогения гипербазитов массива Рай-Из / Под ред. *Пучков В. Н., Штейнберг Д. С.* Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. 229 с.
13. *Сутурин А. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П.* Геохимия и петрология Улан-Сарьдагского дунитового массива // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1973. С. 7—32.
14. *Arai Sh.* Contact metamorphosed dunitite-harsburgite complex in the Chugoku district, Western Japan // *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1975. Vol 52, № 1. P. 1—16.