

Д. Е. Савельев, Е. А. Бажин, В. И. Сначёв, Т. И. Черникова

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ КЫШТЫМСКОЙ ПЛОЩАДИ

Офиолитовые гипербазиты после их становления подвергаются вторичным изменениям (метаморфизму), которые можно разделить на регрессивные и прогрессивные (контактовые). Регрессивная стадия метаморфизма связана с остыванием гипербазитовых масс, поднятых с мантийных глубин на более высокий уровень литосферы под рифтогенными областями (континентальными рифтами, срединно-океаническими хребтами). Прогрессивная стадия метаморфизма ультрабазитов проявляется в связи с разогревом «холодных» блоков пород при региональном динамотермальном метаморфизме, а также при их тектоническом перемещении и локальном разогреве в связи с более молодым интрузивным магматизмом и гранитизацией.

Наиболее характерной для регрессивной стадии метаморфизма альпинотипных перидотитов является реакция *энстатит* + *оливин* + H_2O = *серпентин*, которая, как показали экспериментальные исследования, идет с наибольшей скоростью [Варлаков, 1986]; в дунитах протекает реакция *оливин* + H_2O = *серпентин* + *брусит*. Основными породообразующими серпентинами регрессивной стадии являются α - и β -лизардит, а хризотил встречается спорадически. Основная масса его выделяется на заключительных этапах серпентинизации в виде секущих прожилков волокнистого строения. Брусит образуется главным образом при серпентинизации дунитов реститового комплекса. Серпентинизация ультрабазитов габброидного комплекса почти всегда связана с образованием β -лизардита. По РТ условиям регрессивная (фреатическая — по А.С. Варлакову) стадия серпентинизации сопоставляется с цеолитовой фацией и низами зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Прогрессивная стадия метаморфизма офиолитовых гипербазитов связана с прогревом и динамическим воздействием на них в процессе тектонического перемещения. В эту стадию наибольшее развитие получают средне- и высокотемпературные ассоциации серпентинов с участием β -лизардита и антигорита при $T = 200\text{--}500^\circ\text{C}$ (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма).

Антигоритовые серпентиниты образуются в результате прогрева ультрабазитов в связи с более молодым магматизмом до температур $350\text{--}500^\circ\text{C}$, в ассоциации с хризотилом они проявляются при деформационно-динамических явлениях, обусловленных тектоническими причинами. При повышении температуры до уровня эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма в ходе про-

грессивной стадии метаморфизма ультрабазитов могут образовываться тальк-антигоритовые и тальк-оливиновые породы.

Одним из эффективных методов исследований метаморфизованных ультраосновных пород является термовесовой анализ [Термический ..., 1974; Варлаков, 1986; Макеев, Брянчанинова, 1999 и др.]. По сравнению с другими инструментальными методами (ИК-спектроскопией, рентгеноструктурным и др.) он не требует отбора монофракций, позволяет более точно диагностировать минералы группы серпентина в природных смесях (α - и β -лизардит, хризотил, антигорит), а также определять брусит, хлорит, магнезит, тальк, поскольку на термограммах их присутствие выражается в виде индивидуальных эндотермических эффектов. Затруднения возникают при определении разновидности серпентина в переходных областях между β -лизардитом и хризотилом ($T = 685\text{--}695^\circ\text{C}$), между хризотилом и антигоритом ($T = 745\text{--}755^\circ\text{C}$).

По кривой потери веса (ТГ) и интенсивности пиков на кривых ДТА и ДТГ довольно точно могут быть рассчитаны количественные соотношения водосодержащих минералов. Суммарное количество вторичных минералов в ультраосновных породах принято выражать термином «степень серпентинизации» [Штейнберг, Чашухин, 1977; Макеев, Брянчанинова, 1999 и др.]. В эту сумму также включаются вторичный магнетит, тальк и карбонаты. Далее в тексте она обозначается как Σ СП.

Термический метод исследований широко использовался в качестве вспомогательного при изучении месторождений хризотил-асбеста [Месторождения..., 1967; Термический..., 1974], при детальных минералогических исследованиях ультрабазитов [Штейнберг, Чашухин, 1977; Варлаков, 1986 и др.], в качестве одного из главных методов — при минералогическом картировании ультрабазитовых комплексов [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Несмотря на то, что методика термического анализа практически не претерпела значительных изменений, интерпретация термограмм существенно различается в упомянутых выше работах. Причина заключается в различных классификациях минералов группы серпентина, в дальнейшем описании мы будем придерживаться классификации А.С. Варлакова [1986] как наиболее полной и подтвержденной большим количеством рентгеноструктурных данных.

Среди большого количества полиморфных модификаций серпентинов лишь некоторые имеют

породообразующее значение: α - и β -лизардит, хризотил (клинохризотил), антигорит. Большинство других разновидностей серпентинов встречаются реже: γ -лизардит, ортохризотил, повлен-хризотил, сунгулит и др. При петрографическом описании выделяются также серпофит и бастит. Серпофит — изотропный низкотемпературный серпентин, образующийся обычно в ассоциации с лизардитом на конечных стадиях фреатической серпентинизации. Бастит — морфологическая разновидность лизардита или хризотила, образующих гомоосевые псевдоморфозы по ромбическому пироксену.

Предваряя краткую характеристику поведения при нагревании наиболее характерных минералов, отметим, что термины «высоко-», «средне-» и «низкотемпературный» используются в смысле низкой или высокой температуры характерного эндотермического пика на термограмме того или иного минерала.

Наиболее низкотемпературным из вторичных водосодержащих минералов ультрабазитов является брусит, эндотермический эффект при его нагревании ($T = 400\text{--}450^\circ\text{C}$) обусловлен дегидратацией с образованием периклаза.

Петельчатый серпентин (по Д.С. Штенбергу и И.С. Чашухину [1977]) или α -лизардит (по А.С. Варлакову [1986]) дегидратируется при $T = 630\text{--}650^\circ\text{C}$, а β -лизардит — при $T = 650\text{--}690^\circ\text{C}$. Данные минералы в шлифах образуют сходные морфологические выделения: петельчатые шнуры, секториальные ячейки, баститовые псевдоморфозы. Для них характерен отрицательный знак зоны (удлинение). Отличительным признаком β -лизардита является постоянная ассоциация с пылевидным магнетитом. При α -лизардитизации магнетит из силикатов не выделяется.

На термограммах хризотилового серпентинита эндотермический эффект проявляется в интервале температур $T = 690\text{--}740^\circ\text{C}$. В шлифах хризотил характеризуется положительным удлинением волокон, формы выделения его многообразны. Как и лизардит, он может слагать петли, шнуры, секториальные ячейки, баститовые псевдоморфозы по пироксену. Кроме того, ему свойственны решетчатые, спутанно-волоконистые и чешуйчатые агрегаты.

Мономинеральные хризотиловые породы встречаются довольно редко (рис. 1, 2), они, как правило, тяготеют к зонам рассланцевания и меланжа. Чаще хризотил встречается в ассоциации с β -лизардитом и антигоритом. По мнению А.С. Варлакова [1986], хризотил образуется на завершающих стадиях серпентинизации различных фаций при росте щелочности минералообразующей среды.

Довольно широкое распространение в метаморфизованных ультрабазитах имеет минерал,

обладающий промежуточными свойствами между лизардитом и хризотилом и названный А.С. Варлаковым «хризотилоидом». Формы выделений его в породах напоминают лизардитовые (петельчатая структура), но при этом волокна имеют положительное удлинение. Эндотермический эффект данной разновидности серпентина на кривых ДТА и ДТГ также больше соответствует хризотилу ($T \approx 740^\circ\text{C}$), чаще всего он встречается в ассоциации с β -лизардитом.

Антигорит — наиболее высокотемпературный минерал серпентиновой группы. Эндотермический эффект в слагаемых им породах проявляется при температуре $750\text{--}790^\circ\text{C}$ (см. рис. 1). Следует отметить, что в переходной области между хризотилом и антигоритом ($T = 740\text{--}755^\circ\text{C}$) невозможно однозначно диагностировать породообразующий серпентин, поскольку в шлифах данные минералы образуют сходные по морфологии выделения (чешуйки, мелкие пластинки) и оба характеризуются положительным удлинением. Более достоверно определяется антигорит в породах со специфическими для него структурами: паркетовидной, крупнопластинчатой, игольчатой. Для всех разновидностей серпентинов на термограммах проявляется четкий экзотермический эффект в интервале температур $810\text{--}830^\circ\text{C}$, обусловленный упорядочением структуры форстерита, образованного при их дегидратации.

Интерпретация термограмм ультрабазитов Кыштымской площади проводилась в комплексе с петрографическим изучением, химическим анализом пород и определением содержания вторичного магнетита по величине магнитной восприимчивости. Всего термическим методом исследована 71 проба ультраосновных пород, из них большая часть приходится на Уфалейский (19), Карабашский (18) и Сугомакский (16) массивы. В меньшей степени изучены породы Беспаловского и Байрамгуловского (9), Иткульского (4), Байкского (3) и Каганского (2) массивов. По ультрабазитам Таловского массива использованы данные А.Н. Грицука [2003], включающие 50 анализов.

Исследования проводились Т.И. Черниковой на дериватографе Q-1500D фирмы Ф. Паулик, Я. Паулик, Л. Эрдей (Венгрия) в Институте геологии УНЦ РАН. Для анализа использовались навески $400\text{--}600$ мг, скорость нагрева образцов составляла $10^\circ\text{C}/\text{мин}$. Интерпретация состава серпентинизированных пород проводилась с использованием каталогов стандартных термограмм лизардита, хризотила, антигорита, талька и других минералов гипербазитов, опубликованных в ряде работ [Термический ..., 1974; Варлаков, 1986; Макеев, Брянчанинова, 1999]. Термограммы основных разновидностей серпентинитов представлены на рис. 1.

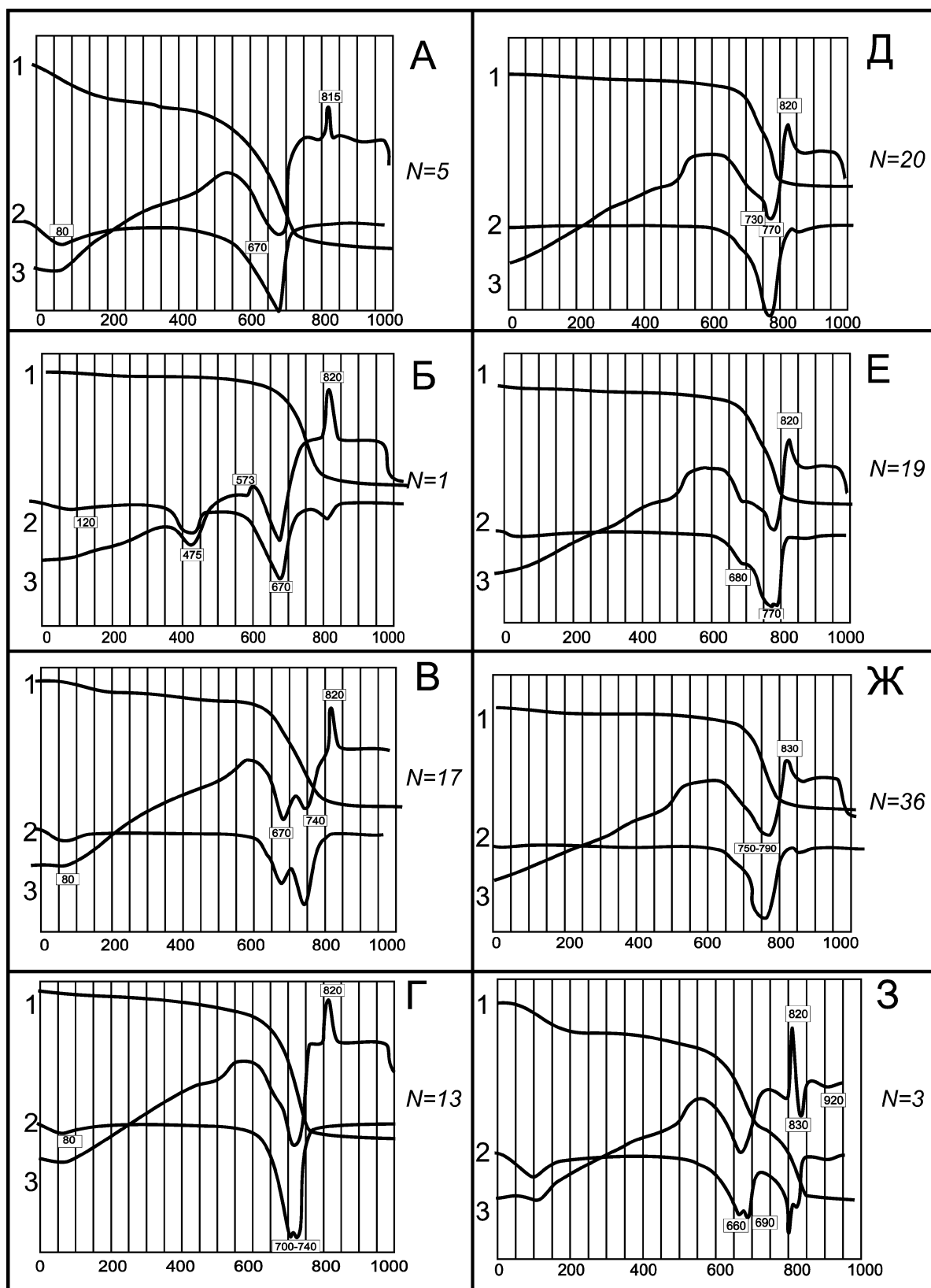


Рис. 1. Термограммы серпентинитов Кыштымской площади

А — β -лизардитовые, Б — брусит- β -лизардитовые, В — β -лизардит-хризотилитовые (хризотилоидные), Г — хризотилитовые, Д — хризотил-антигоритовые, Е — β -лизардит-антигоритовые, Ж — антигоритовые, З — карбонатизированные β -лизардитовые; N — количество проб; 1–3 — кривые: 1 — ТГ, 2 — ДТГ, 3 — ДТА

Подавляющее большинство исследованных образцов представлено почти полностью серпентинизированными породами: в 54 из 71 пробы содержание вторичных минералов составляет более 90%. В это число входят все образцы гипербазитов Сугомакского, Каганского и южной части Уфалейского массивов. В северной части Уфалейского массива наряду с серпентинитами значительным распростра-

нением пользуются серпентинизированные гарцбургиты и дуниты (Σ СП 80–90%). Лишь в 3 из 18 изученных проб Карабашского массива встречаются реликты первичных минералов (Σ СП от 57 до 76%). Для Иткульского, Беспаловского и Байрамгуловского массивов характерно присутствие среди серпентинитов частично серпентинизированных пород. Степень серпентинизации изменяется в Иткульском

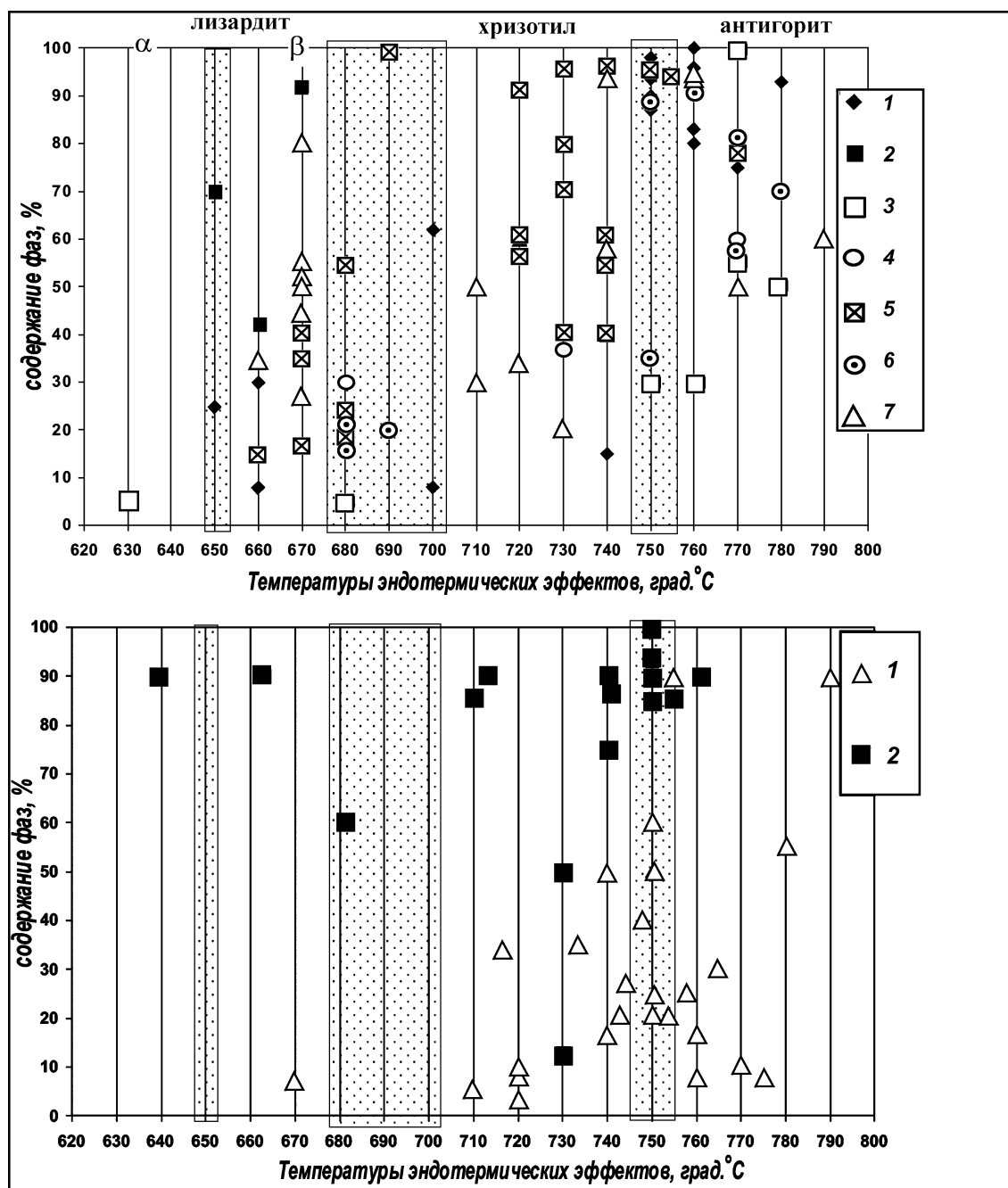


Рис. 2. Распределение минералов группы серпентина в ультрабазитах Кыштымской площади

Условные обозначения. На рис. 2А: 1 — Сугомакский, 2 — Байкаский, 3 — Иткульский, 4 — Каганский, 5 — Карабашский, 6 — Байрамгуловский и Беспаловский, 7 — Уфалейский. На рис. 2Б: 1 — Таловский (верлит-клинопироксенитовый комплекс), 2 — Таловский (дунит-гарцбургитовый комплекс)

массиве в пределах 37–80%, в массивах Байрамгуловского пояса она еще ниже (Σ СП 36–45%).

Низкотемпературные вторичные минералы (брусит, α -лизардит) не характерны для массивов рассматриваемой площади (см. рис. 1, 2). Брусит встречен в двух образцах Уфалейского массива и одним — Карабашского в ассоциации с β -лизардитом и хризотилом; незначительное содержание α -лизардита показали по одной пробе Сугомакского и Байкского массивов.

Наиболее широким распространением в серпентинитах Кыштымской площади пользуются средние и высокотемпературные разновидности: β -лизардит, хризотил и антигорит (см. рис. 1, 2). Они слагают шесть разновидностей серпентинитов: три мономинеральные и три биминеральные. Наличие всех трех серпентинов в одном образце не зафиксировано. Очень редко встречаются мономинеральные хризотилитовые серпентиниты, что находится в соответствии с представлениями А.С. Варлакова [1986] о проявлении хризотилизации на заключительных стадиях лизардитизации и антигоритизации.

Хризотил- β -лизардитовые серпентиниты весьма характерны для Карабашского и северной части Уфалейского массивов. В южной части Уфалейского и на Сугомакском массиве преобладают антигоритовые серпентиниты, иногда с примесью хризотила. Ультрабазиты Таловского и Иткульского массивов замещаются преимущественно ассоциацией хризотил + антигорит с преобладанием последнего. В серпентинитах Таловского массива в заметных количествах также присутствует β -лизардит. В пределах Байкского массива антигорит не диагностирован, здесь процессы серпентинизации ограничили образование β -лизардита. В образцах Беспаловского массива определен хризотил, а в расположенном южнее Байрамгуловском преобладают β -лизардит-антигоритовые серпентиниты.

Из несерпентиновых вторичных минералов в породах чаще всего встречаются карбонаты (магнезит, доломит) и хлорит. Примесь магнезита обнаружена в большинстве образцов из Байрамгуловского пояса. Хлорит в значительных количествах встречен в отдельных пробах Карабашского, Байрамгуловского и Байкского массивов.

Для получения представительных данных об особенностях вторичных преобразований ультрабазитов рассматриваемой территории нами проведено изучение физических свойств пород. Объемный вес определялся с целью оценить степень серпентинизации ультрабазитов, а магнитная восприимчивость — с целью оценить содержание в породах вторичного магнетита.

Как показали исследования Д.С. Штейнберга и И.С. Чашухина [1977], по величине объемного

веса ультрабазитов с довольно высокой точностью можно судить о степени их серпентинизации. Данному методу отдается предпочтение по сравнению с оценкой степени серпентинизации по шлифам или по данным химического анализа, где суммарная серпентинизация рассчитывается по содержанию H_2O или потерям при прокаливании (когда в породе отсутствуют другие летучие). По сравнению с подсчетом серпентиновых минералов в шлифах, рассматриваемый метод оперативнее и представительнее.

Измерение объемного веса образцов проводилось гидростатическим методом на технических электронных весах «ЛЕК1 21001» со встроенным крючком для взвешивания под весами. Для перевода полученных значений объемного веса ультрабазитов в процентное содержание вторичных минералов нами использована номограмма из работы Д.С. Штейнберга и И.С. Чашухина [1977].

Содержание вторичного магнетита в ультрабазитах рассчитывалось по магнитной восприимчивости образцов пород, определенной портативным каппаметром КТ-5. В ультрабазитах, подверженных серпентинизации, магнетит является единственным магнитным минералом, но поскольку на значение χ влияет также размер зерна и состав минерала, для эталонирования были использованы магнитные фракции шлихов и протолочек, отобранных в пределах ультрабазитовых массивов Южного Урала.

Проведенные измерения показали, что среднее значение магнитной восприимчивости для квазимономинеральных проб магнетита составляет $250 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, что согласуется с данными, приводимыми в работе [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Данное значение и было принято нами для последующих расчетов как эквивалент 100%-ного содержания магнетита в породе.

По данным измерения физических свойств ультрабазитов нами составлены статистические гистограммы частоты встречаемости значений степени серпентинизации и содержания магнетита в породах, а также комплект из трех схем, характеризующих распределение на изученной территории следующих показателей: степени серпентинизации (Σ СП), количества вторичного магнетита в породах и значений средневзвешенных температур эндотермических эффектов. Последняя схема составлена по данным термического анализа.

Как видно из приведенных диаграмм (рис. 3), на площади преобладают в значительной степени серпентинизированные породы с максимумом встречаемости значений НСП = 85–95% (76 из 133 образцов, что составляет 57%), полностью серпентинизированы 9 проб (7%), в 27 образцах (20,5%) степень серпентинизации составляет 75–85%. Ультрабазиты

с заметным количеством реликтовых минералов ($\Sigma \text{СП} < 75\%$) представлены 16 образцами (12%).

Данные о содержании в породах магнетита существенно дополняют сведения о характере вто-

ричных преобразований ультрабазитов. Выделение пылевидного магнетита знаменует собой начало прогрессивного этапа серпентинизации. Полученные данные говорят о доминировании на изученной

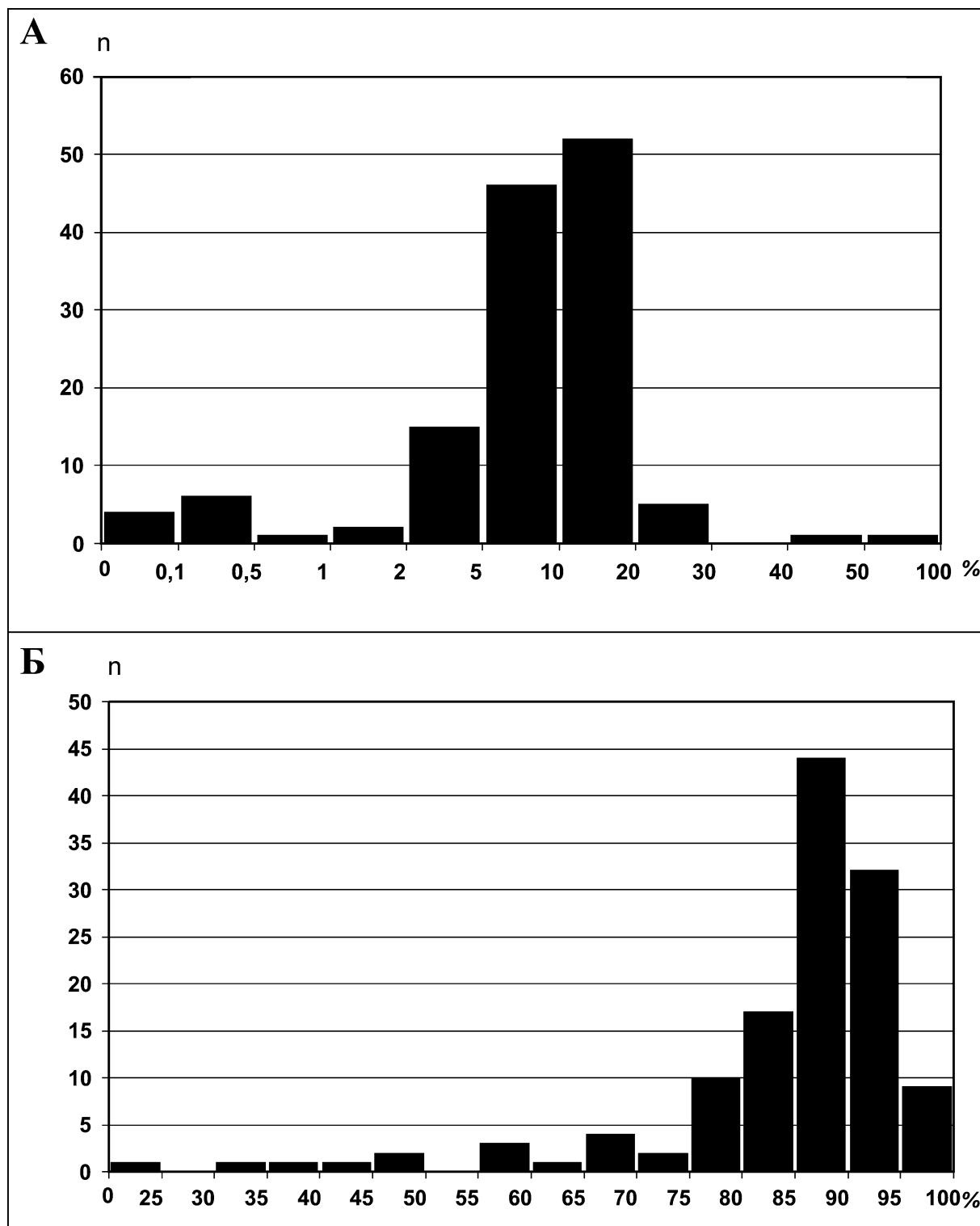


Рис. 3. Гистограммы частоты встречаемости содержаний вторичного магнетита (А) и значений степени серпентинизации (Б) в породах Кыштымской площади

территории именно данного этапа. Наиболее часто в серпентинитах содержание магнетита составляет от 5 до 20% (96 из 133 образцов, 72%), очень редко оно возрастает до образования рудных концентраций (20–60%), что отмечено в ультрабазитах Каганского массива (7 образцов, 5%). Сравнительно редко встречаются серпентиниты без магнетита или с незначительной его концентрацией (<1%). Количество таких образцов составляет 13 (около 10%).

Карты, построенные в программе Surfer, дополняя друг друга, дают представление о распределении

на изученной территории в различной степени метаморфизованных ультрабазитов (рис. 4). Карта степени серпентинизации отражает высокий общий фон значений данного показателя в массивах Кыштымской площади. Несколько понижены его значения в восточной части Карабашского и в северной части Иткульского массивов. Постепенное снижение Σ СП отмечается в пределах Уфалейского массива с юга на север.

Содержание магнетита очень сильно варьирует в породах каждого из массивов, и даже в пределах

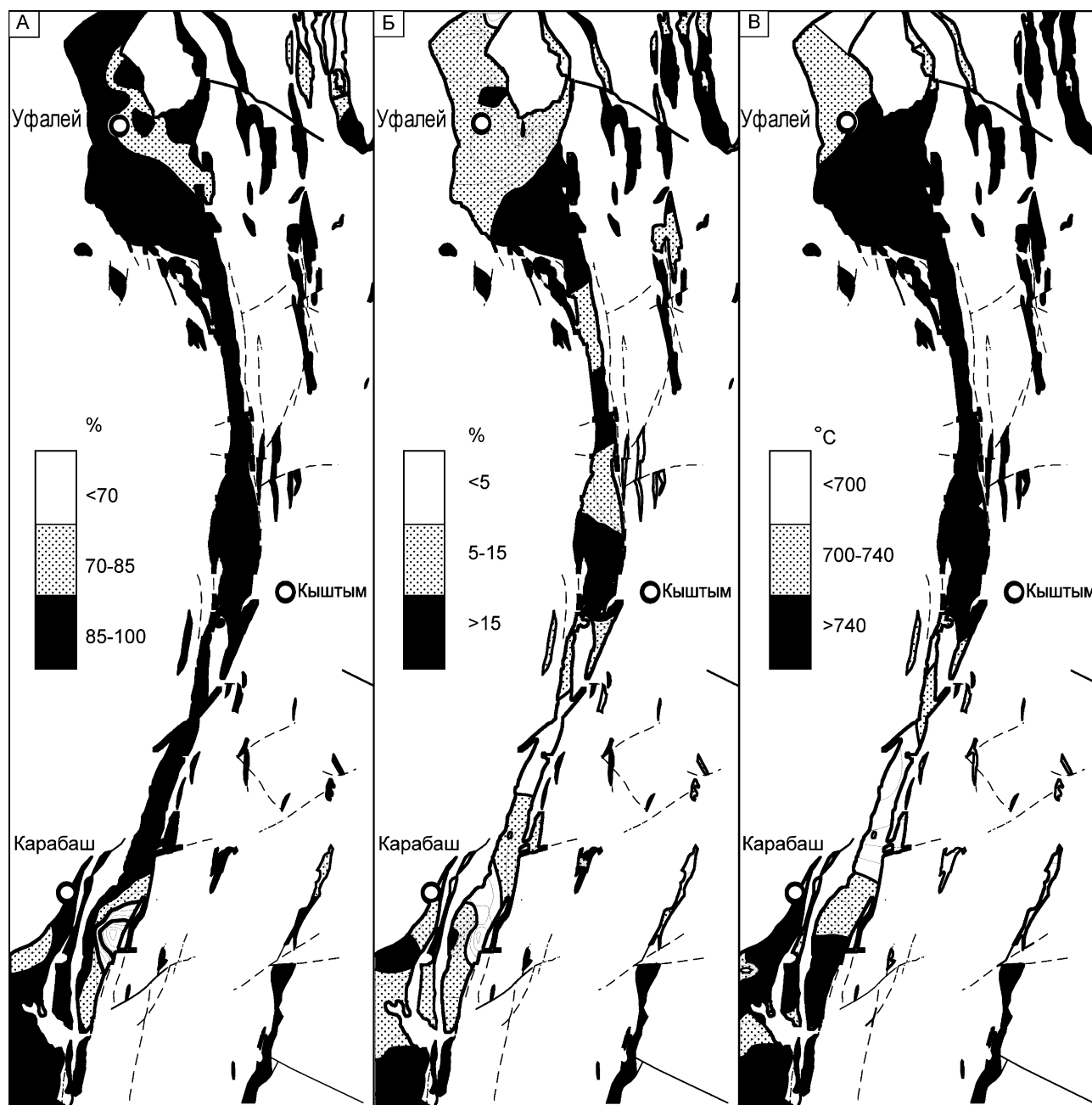


Рис. 4. Карты степени серпентинизации (А), распределения вторичного магнетита (Б) и средневзвешенных значений эндотермического эффекта (В) в ультрабазитах Кыштымской площади

одного обнажения. В то же время, средние значения концентрации магнетита для массивов близки, их можно расположить по возрастанию рассматриваемого показателя в следующей последовательности: Иткульский (6,63%), Уфалейский (7,33%), Карабашский (9,84%), Беспаловский (10,5%), Сугомакский (10,56%), Таловский (11%), Байрамгуловский (12,89%), Каганский (21,75%). Карта распределения содержания магнетита по площади дает несколько иную картину, что связано как с неравномерностью опробования, так и с неравномерным характером обогащения пород магнетитом.

На рис. 4 Б наиболее интенсивную окраску, которая свидетельствует о высоких содержаниях магнетита в породах территории, имеют центральная часть Сугомакского, южные части Уфалейского и Иткульского массивов, а также Каганский массив. Для Карабашского массива характерен умеренный фон магнитной восприимчивости пород. В северной части Таловского массива магнетит распределен в породах неравномерно: на умеренном фоне содержания 5–10% выделяются положительные аномалии. В массивах Байрамгуловского пояса наблюдается контрастное распределение магнетита: максимальные содержания его фиксируются на юге, в породах одноименного массива, а в расположенном севернее Беспаловском концентрации минерала понижена.

Поскольку породообразующие минералы группы серпентина по величине температур эндотермических эффектов, сопровождающих их дегидратацию, образуют ряд: α -лизардит (640 °C) → β -лизардит (670 °C) → хризотил (710–730 °C) → антигорит (750–780 °C), то рассчитанные средневзвешенные значения данного параметра могут служить мерой интенсивности процесса серпентинизации ультрабазитов. По данным термогравиметрического анализа нами была построена карта распределения средневзвешенных значений эндотермического эффекта в массивах Кыштымской площади (рис. 4 В).

Полученная картина подтверждает геологические и петрографические наблюдения, свидетельствующие о зональности метаморфических преобразований гипербазитов Главной шовной зоны Урала в данном районе, а именно то, что наиболее жесткие РТ-условия соответствовали образованию тектонических пластин, образующих Сугомакский массив. Здесь первичные ультрабазиты полностью переработаны в антигоритовые серпентиниты, что соответствует одноименной фации прогрессивно-го метаморфизма [Макеев, Брянчанинова, 1999].

К северу и югу, в направлении Уфалейского и Карабашского массивов, величина стресса и температура постепенно снижались. Особенно хорошо выражено это на Уфалейском массиве: узкая (сдав-

ленная) южная его часть по интенсивности термического эффекта сходна с Сугомакским массивом, а на севере (в более широкой части) преобладают более умеренные значения рассматриваемого показателя, приближающиеся к хризотиловой фации. В северной части Карабашского массива также преобладают «хризотилловые» значения эндотермического эффекта, но к югу наблюдается новое его повышение в породах Таловского массива. Следует отметить, что интенсивность серпентинизации ультрабазитов Вишневогорско-Ильменогорского блока коррелирует с таковой Главной шовной зоны и практически не зависит от метаморфической зональности во вмещающем комплексе, то есть имеет наложенный характер.

Таким образом, с севера на юг наблюдается несколько широтных поясов с различной интенсивностью метаморфических преобразований. В северной части Уфалейского массива преобладают умеренно метаморфизованные гипербазиты. Южнее с высокой интенсивностью «поля серпентинизации» Сугомакского массива коррелирует метаморфизм Иткульского и Каганского массивов, западнее на этой же широте, в пределах Уфалейского метаморфического комплекса, расположены антигоритовые серпентиниты горы Даниловой и антигритизированные пироксениты горы Высокой. К югу интенсивность метаморфических преобразований снижается (широтная полоса от Карабашского массива к Байкскому и Беспаловскому), а затем снова увеличивается (южная часть Карабашского, Таловский и Байрамгуловский массивы).

Повышение значений средневзвешенного эндотермического эффекта в серпентинитах связано с увеличением стресса при перемещении ультрабазитов в коровых условиях, а неоднородная по простиранию уральских структур картина распределения серпентинитов различных фаций может свидетельствовать о неоднородном характере коллизионных процессов в данном районе складчатого пояса и являться следствием «косой и неравномерной коллизии» [Пучков, 2000]. По-видимому, основной импульс сжатия испытали массивы, пришедшие в «лобовое» соприкосновение с жестким Уфалейским блоком (Сугомакский, юг Уфалейского, Каганский, Иткульский), а комплексы, расположенные южнее и севернее него оказались «в тени давления» и подверглись меньшей тектонической и термической переработке (север Уфалейского, Карабашский, Байкский, Беспаловский).

Литература:

Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск, 1986. 224 с.

Гришук А.Н. Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук / МГУ. М., 2003. 22 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

Месторождения хризотил-асбеста СССР / Под ред. П.М. Татарина и В.Р. Артемова. М.: Недра, 1967. 512 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Термический анализ минералов и горных пород / В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина и др. Л.: Недра, 1974. 399 с.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 309 с.