УДК 550.42

# ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

# © 2013 г. Н. Н. Крук\*, Н. И. Волкова\*, Я. В. Куйбида\*, Н. И. Гусев\*\*, Е. И. Демонтерова\*\*\*

\*Институт геологии и минералогии СО РАН 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3 E-mail: kruk@igm.nsc.ru \*\*Всероссийский геологический институт 199026, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74 \*\*\*Институт земной коры СО РАН, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 27.02.2012 г.

В работе приведены данные геохимических и Sm-Nd изотопных исследований метаморфических комплексов Горного Алтая, дополненные синтезом результатов полученных ранее геологических и геохронологических данных.Показано, что все проявления высокометаморфизованных пород приурочены к блокам, ограниченным крупными разломными зонами и не имеют постепенных переходов к неметаморфизованным толщам обрамления. Какие-либо надежные геологические или изотопногеохронологические доказательства раннедокембрийского возраста метаморфических событий в Горном Алтае отсутствуют. Геохимические характеристики метаморфических пород Горного Алтая свидетельствуют о "незрелой" природе их протолитов. Метапелиты по вещественному составу отвечают продуктам коры "переходного" типа, метабазиты соответствуют либо океаническим (от N-MORB до OIB), либо толеитовым и известково-щелочным базальтам примитивных островных дуг. Пород, сформированных за счет метаморфизма "зрелых" коровых протолитов в ходе проведенных исследований не обнаружено. Модельный возраст метаморфических пород Горного Алтая колеблется в интервале от 0.8 до 1.6 млрд. лет и не превышает такового для раннепалеозойских осадочных толщ региона. Вся совокупность полученных данных позволяет утверждать, что комплексы метаморфических пород Горного Алтая представляют собой фрагменты неопротерозойской – раннепалеозойской коры, метаморфизованные в ходе более молодых геологических событий. В целом же допозднерифейский кристаллический фундамент в Горном Алтае отсутствует, а сам Горно-Алтайский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса сформирован на океаническом основании.

Ключевые слова: метаморфические породы, протолиты, геохимия, Nd изотопные характеристики, Горный Алтай.

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема природы метаморфических комплексов была и остается неизменно актуальной как при региональных геологических исследованиях, так и при проведении палеогеодинамических и палеогеографических реконструкций. В рамках геосинклинальной концепции блоки высокометаморфизованных пород традиционно рассматривались как выступы древнего (раннедокембрийского) фундамента складчатых сооружений. И лишь в последние десятилетия, с развитием теории литосферных плит и высокопрецизионных методов абсолютной геохронологии, выяснилось, что значительная часть подобных образований, возникших в результате коллизионных и постколлизионных процессов, имеет сравнительно молодой (фанерозойский) возраст [12, 28, 37, 66, 67 и др.].

Вместе с тем, необходимо заметить, что данные геохронологических исследований метаморфических комплексов обычно оставляют открытыми два важных вопроса:  Соответствуют ли полученные датировки возрасту первого прогрессивного этапа метаморфизма или отражают лишь "наложенные" метаморфические события?
Насколько возраст метаморфических событий оторван во времени от геологического возраста протолитов метаморфических пород?

В решении этих вопросов значительную роль играет изучение геохимических характеристик метаморфических пород, что дает возможность установить природу их протолитов, а также исследование изотопного состава Nd, позволяющее усреднено определить время отделения коровых протолитов от мантийного источника и, таким образом, ограничить "снизу" геологический возраст протометаморфических толщ. В данной работе приведены результаты геохимического исследования и Sm-Nd изотопного изучения пород метаморфических блоков Горного Алтая. Рассматриваемый регион является составной частью Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и характеризуется сложной геологической историей.

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Данные многолетних геологических исследований, обобщенные в [4, 5, 10, 22, 25, 61 и др.], свидетельствуют, что в геологической истории Алтая выделяются следующие главные этапы: позднерифейско-раннеордовикский, среднеордовикскораннедевонский, девонско-раннепермский и пермско-раннемезозойский.

Для первого этапа (венд-ранний палеозой) было характерно наличие бассейнов с корой океанического типа, заложение, развитие и отмирание систем "примитивных" островных дуг, связанных с ними пред-, меж- и задуговых бассейнов, а также многочисленных поднятий и симаунтов, перекрытых карбонатными "шапками". На этом этапе по периферии Сибирского континента были сформированы две протяженные системы вулканических поясов [2, 4]. Первая система сложена преимущественно океаническими базальтами; в подчиненном количестве в разрезах присутствуют карбонатные, кремнистые и терригенные породы. Наиболее крупные фрагменты этой системы поясов локализованы в восточной части Горного Алтая (Бийско-Катунский и Курайский блоки). Сходные образования описаны в Кайтанакском и Саратанском блоках южной части Горного Алтая [24, 61].

Вторая система поясов сложена вулканогенноосадочными толщами. Среди вулканических пород резко преобладают базальты, в меньшей степени — андезибазальты. Более кислые породы (андезиты, дациты, риолиты) встречаются значительно реже. Осадочные породы представлены преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями туфов и туфогравеллитов. Вулканические пояса маркируют систему примитивных островных дуг, сформированных на океанической коре в обрамлении Сибирского палеоконтинента [2, 4, 61, 65]. Эволюция окраинноморских и островодужных систем завершилась в позднем кембрии, когда произошло их причленение к окраине Сибирского континента. Масштабные аккреционно-коллизионные события этого рубежа сопровождались деформацией и "скучиванием" венд-кембрийских бассейнов, формированием глаукофансланцевых поясов [4, 13, 21], масштабной орогенией, проявлениями базитового и гранитоидного магматизма [9, 53, 61]. Интенсивная эрозия молодых складчатых сооружений привела к формированию обширных турбидитовых бассейнов, имеющих океаническое основание и выполненных толщами флишоидного и молассоидного облика. В Горном Алтае широко распространенные турбидиты этого этапа объединены в горноалтайскую серию [42, 55 и др.].

Второй этап геологической истории Горного Алтая был практически амагматичен и характери-

ЛИТОСФЕРА № 2 2013

зовался терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением. Традиционно этот временной интервал связывался с обстановкой пассивной континентальной окраины [4]. Однако, большие объемы ордовик-силурийских осадочных пород и значительные вариации их мощностей по латерали не вполне соответствуют этому предположению. Локальные проявления магматизма и метаморфизма в зонах долгоживущих региональных разломов Горного Алтая [19, 32, 34] в совокупности с широким развитием гранитоидного магматизма на сопредельных территориях (Западный Саян, Батеневский кряж) заставляют предполагать, что континентальная окраина в этот период времени имела трансформный характер [32, 63].

В раннем девоне (эмс) территория Горного Алтая была вовлечена в структуру активной континентальной окраины андского типа, связанную с субдукцией литосферы Объ-Зайсанского океанического бассейна под край Сибирского континента. Заложение зоны субдукции совпало по времени со вспышкой "внутриплитного" магматизма в Алтае-Саянской области [1, 36, 61] и активизацией тектонических деформаций в зонах глубинных разломов [32, 34]. Развитие субдукционных процессов привело к формированию системы вулканических поясов, сложенных бимодальными и дифференцированными сериями нормальной и повышенной щелочности [4, 30, 51, 57]. В позднем девоне вулканическая деятельность сменилась внедрением крупных гранитоидных батолитов [9, 61, 75]. Эволюция Алтайской континентальной окраины завершилась в середине карбона закрытием Объ-Зайсанского бассейна и "косой" коллизией Сибирского и Казахстанского континентов. Коллизионные процессы сопровождались заложением новых и реактивацией существующих разломных зон, интенсивными тектоническими деформациями (в основном левосдвиговой кинематики) и взаимными перемещениями геоблоков [8, 10, 11, 58]. Начиная с ранней перми, территория Горного Алтая развивалась во внутриплитном режиме.

Проявления аккреционно-коллизионных событий и многократные эпизоды сдвиговых тектонических деформаций обусловили, в конечном итоге, формирование современной мозаичной структуры Горного Алтая [8], в которой геоблоки (террейны) различной природы и возраста (в том числе, заведомо аллохтонные по отношению друг к другу) разделены зонами долгоживущих глубинных разломов. При этом, наряду с блоками отчетливо диагностируемой природы (фрагменты островных дуг, палеоокеанических поднятий, турбидитовых палеобассейнов) в геологической структуре Горного Алтая присутствуют блоки метаморфических пород, природа и возраст которых уже в течение длительного времени являются предметом постоянных дискуссий.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, *P-T* ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические породы слагают около 15% территории Горного Алтая. Представлены они в основном образованиями зеленосланцевой фации метаморфизма, для которых фрагментарно установлены постепенные переходы к неметаморфизованным толщам раннего палеозоя. Ассоциации пород более высоких степеней метаморфизма слагают (самостоятельно или совместно с зеленосланцевыми образованиями) ряд обособленных блоков (рис. 1), имеющих исключительно тектонические границы с окружающими менее метаморфизованными толщами и приуроченных к крупным региональным зонам глубинных разломов, отделяющим складчатые сооружения Горного Алтая от соседних геологических структур (Горная Шория, Западный Саян), либо разделяющим отдельные структурноформационные зоны.

Несмотря на обилие геологических данных и многочисленные публикации, проблема корреляции метаморфических толщ Горного Алтая пока далека от своего окончательного решения, в первую очередь – в связи с недостаточной геохронологической изученностью. Практически все блоки метаморфических пород выделяются в качестве самостоятельных комплексов.

Балтырганский метаморфический комплекс проявлен в юго-восточной части Горного Алтая, в левобережье р. Чуя. Он слагает ряд мелких тектонически разобщенных блоков и пластин, обнажающихся среди позднерифейских океанических базальтов арыджанской свиты и гипербазитов Чаган-Узунского массива, в составе которого эти образования рассматривались ранее [7, 38, 43]. Выходы высокометаморфизованных пород повсеместно сопровождаются зонами катаклаза, милонитизации и ретроградного низкотемпературного метаморфизма. В составе комплекса выделяются эклогиты, гранатовые амфиболиты, ортоамфиболиты и глаукофановые сланцы.

Результаты минералогической геотермобарометрии позволили определить *P*-*T* условия, отвечающие пику метаморфизма (*P* = 20 кбар и *T* = 660°C) и показали наличие регрессивного ряда: эклогиты  $\rightarrow$  гранатовые амфиболиты (*P* = 7–8 кбар, *T* = 500– 600°C)  $\rightarrow$  безгранатовые амфиболиты (*P* = 2–3 кбар, *T* = 500°C) [23, 81].

Геологически возраст балтырганского комплекса определяется находками продуктов размыва метаморфических пород в базальных конгломератах вулканогенно-осадочных толщ второй половины раннего кембрия. Результаты изотопного датирования цирконов [17] из эклогитов и гранатовых амфболитов свидетельствуют о вендском возрасте их метаморфизма ( $619 \pm 13$  млн. лет). Оценка возраста эксгумации высокобарических пород была получена Ar-Ar методом по фенгиту из гранатового амфиболита, окаймляющего тело эклогита –  $593 \pm 3$  млн. лет [14].

Курайский метаморфический комплекс проявлен в юго-восточной части Горного Алтая, в зоне сочленения его с Западным Саяном. Метаморфические породы слагают вытянутый в северозападном направлении блок, ограниченный глубинными разломами Телецко-Курайской сдвиговой зоны. С зеленосланцевым и неметаморфическим окружением Курайский блок имеет тектонические границы (зоны милонитизации и диафтореза зеленосланцевого уровня). Мощные зоны бластомилонитов накладываются на неметаморфизованные венд-кембрийские вулканогенно-осадочные толщи с образованием пород зеленосланцевой фации метаморфизма. Это обусловило мнение о наличии постепенных переходов курайского метаморфического комплекса к слабо- и неметаморфизованным отложениям [49] или высокоградиентного зонального метаморфизма [20, 38].

Собственно Курайский блок представлен набором тектонических пластин, сложенных биотитовыми, биотит-гранатовыми и биотит-кордиеритовыми гнейсами и сланцами; в меньшей мере распространены амфибол-биотитовые сланцы и амфиболиты. В осевой части Тонгулакского хребта выделяется прерывистая полоса дезинтегрированных гранито-гнейсовых куполов, окруженных оторочками амфиболитов. Степень метаморфизма пород курайского комплекса оценивается как эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая [38, 39, 49].

Наиболее древние возраста метаморфических событий зафиксированы при датировании гранитогнейсов одного из наиболее сохранившихся куполов. Здесь по цирконам определены возраста  $444 \pm 17$  млн. лет (U-Pb метод по навескам [32]) и  $444 \pm 10$  млн. лет (SHRIMP-II по единичным зернам [19]). SHRIMP-датирование цирконов из гнейсов демонстрирует два главных пика метаморфизма: ( $444 \pm 10$  и  $380 \pm 8$  млн. лет). Аг-Аг датиров-ки по слюдам и амфиболам из гнейсов и амфиболитов фиксируют более широкий спектр возрастов (от  $425 \pm 4$  млн. лет до  $348 \pm 4$  млн. лет) [34], отражающих длительность и сложный характер тектонической эволюции Курайского блока.

*Телецкий* блок метаморфических пород на границе Горного Алтая и Западного Саяна вытянут в субмеридиональном направлении от Телецкого озера на севере до п. Акташ на юге (рис. 1). Главный объем Телецкого блока слагает башкаусский (джебашский) зеленосланцевый метабазитметапелитовый комплекс [50, 61]. В его составе заметную роль играют метабазиты, близкие по химизму "высокотитанистым" толеитам





1 – четвертичные отложения; 2 – гранитоиды нерасчлененные; 3 – девонские вулканогенно-осадочные комплексы активной континентальной окраины; 4 – ордовик-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 5 – осадочные толщи позднекембрийско-раннеордовикского турбидитового мегабассейна; 6 – вулканогенно-осадочные образования островных дуг раннего-среднего (?) кембрия; 7 – палеоокеанические комплексы венда-раннего кембрия; 8 – метаморфические комплексы (а – крупные блоки, 6 – внемасштабные блоки и их номера: 1 – Балтырганский, 2 – Курайский, 3 – Телецкий, 4 – Южно-Чуйский, 5 – Белокурихинский, 6 – Уймонский, 7 – Барбышский, 8 – Кебезеньский, 9 – Чаустинский); 9 – основные разломы; 10 – государственные границы.

СОХ и океанических островов, и альбит-кварцактинолитовые сланцы с характеристиками островодужных андезитов и дацитов. Парасланцы башкаусского комплекса характеризуются повышенной известковистостью, среди них закартированы мощные пачки карбонатно-хлоритовых плойчатых сланцев, линзовидные будины белых мраморов, реперные пласты магнетитсодержащих кварцитов и кварцито-сланцев. По мнению Н.И. Гусева [16] породы джебашского комплекса являются продуктами метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений венда–раннего кембрия.

Южная часть Телецкого блока, в отличие от северной, сложена преобладающими мусковитовыми, двуслюдяными и биотитовыми сланцами. Спорадически (в отдельных участках) в породах встречаются кордиерит, гранат, ставролит и силлиманит, а также проявления мигматизации, что свидетельствует о более высоком уровне метаморфизма. Метабазиты (амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы), мрамора и мраморизованные известняки встречаются в резко подчиненных количествах. В связи с наблюдаемыми отличиями как в составе протолитов, так и в уровне метаморфизма, авторы предлагают рассматривать породы южной части Телецкого блока в качестве самостоятельного *телецкого метаморфического комплекса.* 

Возраст метаморфизма достоверно неизвестен. Наиболее древние датировки, полученные по прорывающим гранитоидам Каракудюрского массива в южной части Телецкого блока, соответствуют раннему девону (406  $\pm$  2 млн. лет, U-Pb метод по цирконам, [52, 61]). Аг-Аг датировки метаморфических пород [56] дают широкий спектр значений (от 378  $\pm$  3 до 328  $\pm$  2 млн. лет) свидетельствующий о сложной и длительной тектонической истории.

Южно-чуйский метаморфический комплекс проявлен в привершинной части Южно-Чуйского хребта на юге Горного Алтая (рис. 1). Его породы слагают тектонический блок субширотного простирания (15 × 80 км), ограниченный региональными разломами и сложенный биотитовыми и двуслюдяными сланцами и гнейсами, содержащими в западной части гранат, дистен и силлиманит, а в восточной – преимущественно кордиерит и андалузит. Метаморфические породы сопровождаются полями мигматитов, роями небольших тел автохтонных гранитов и мусковитсодержащих пегматитов.

Ранее южно-чуйский комплекс трактовался как результат одноактного зонального метаморфизма с градиентом по давлению и переходом от дистенсиллиманитового типа на западе к андалузитсиллиманитовому типу в восточной части блока [27, 39, 40]. Более поздними работами [46, 47] была доказана полиметаморфическая природа комплекса и выделены два этапа метаморфизма: M1 (метаморфизм кианит-силлиманитового типа с параметрами T = 570-670°C; P = 5-7 кбар) и M2 (метаморфизм андалузит-силлиманитового типа с параметрами T = 600-670°C; P < 3.5 кбар). Возраст наложенного метаморфизма и мигматизации надежно охарактеризован комплексом методов как позднедевонский (370–380 млн. лет по U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar данным [45, 47, 78]). Метаморфизм кианитсиллиманитового типа (M1) имеет ордовикский возраст (468 ± 5 млн. лет, SHRIMP-II датирование цирконов из лейкосомы мигматитов [71]).

Образования белокурихинского метаморфического комплекса развиты в северной части Горного Алтая в пределах одноименного тектонического блока [6, 26]. Метаморфиты встречаются на трех изолированных участках, разобщенных Белокурихинским гранит-лейкогранитным интрузивом пермо-триасового возраста [9]. Границы блока с неметаморфизованными породами обрамления имеют тектонический характер.

Юго-западная и западная части Белокурихинского блока представлены слюдяными сланцами и гнейсами эпидот-амфиболитовой фации, содержащими гранат и ставролит. В восточной части блока резко преобладают кордиеритсодержащие (±гранат, андалузит, силлиманит) гнейсы амфиболитовой фации. Среди них отмечены редкие линзы полосчатых железистых кварцитов, изредка встречаются массивные амфиболиты. Восточная часть блока прорвана позднедевонскими гранитоидами, также испытавшими воздействие метаморфизма.

Оценки *P-T* параметров (T = 550-600°C и P = 5-7 кбар для западной части комплекса; T = 650-700°C, P = 3 кбар – для восточной) и характера минеральной зональности [26] свидетельствуют о полиметаморфической природе комплекса и двухэтапном метаморфизме с резким падением давления от первого этапа ко второму. Возраст наложенного метаморфизма высоких температурнизких давлений определен U-Pb методом по цирконам из мигматитов и составляет  $311 \pm 12$  млн. лет [26, 61]. Метаморфизм раннего этапа не датирован.

Уймонский (теректинский) метаморфический комплекс [24, 50] проявлен в одноименном крупном тектоническом блоке в центральной части Горного Алтая, к югу от Чарышско-Теректинского разлома (рис. 1). В последние годы было показано, что этот район представляет собой деформированную чешуйчатую структуру [8, 23], в пределах которой выделяется несколько крупных структурновещественных единиц. Метаморфические толщи представлены зеленосланцевой теректинской свитой и глаукофансланцевой уймонской свитой. Метавулканогенно-карбонатно-терригенная теректинская свита сложена эпидот-кварц-альбитхлоритовыми и хлорит-альбит-карбонатными породами с отдельными прослоями и линзами мраморов, кварцитосланцев и метабазальтов. Глаукофановые сланцы уймонской свиты в разной степени диафторированы и превращены в порфиробластовые альбит-хлорит-фенгитовые сланцы. В структурном отношении свита представлена пакетом пластин, сложенных главным образом метабазитами, которые чередуются с метаграувакками, метачертами со спессартином и пьемонтитом, а также маломощными линзами мраморов. Между отдельными пластинами иногда фиксируются маломощные зоны зеленосланцевых бластомилонитов. Существенное различие в условиях метаморфизма пород, встречающихся в единых разрезах, позволяет предположить их тектоническое совмещение на постметаморфической стадии.

Возраст метаморфизма, определенный **Ar-Ar ме**тодом по монофракциям глаукофана и фенгита из голубых сланцев, примерно соответствует границе кембрия и ордовика (491–484 млн. лет [13, 157]).

Метаморфические породы *барбышского комплекса* слагают изолированный ареал площадью около 25 км<sup>2</sup> в юго-восточной части Теректинского блока [24, 50, 60]. С северо-востока полоса метаморфических пород ограничена Чарышско-Теректинской зоной разломов, юго-западная граница с зелеными сланцами уймонского комплекса также тектоническая.

Среди метаморфических пород барбышского комплекса преобладают мусковит-биотиткордиеритовые (редко с гранатом и силлиманитом) гнейсы и сланцы. В подчиненном количестве встречаются роговообманковые и биотитроговообманковые сланцы, доля которых возрастает с востока на запад по простиранию метаморфической толщи. По минеральным парагенезисам породы барбышского комплекса соответствуют верхам эпидот-амфиболитовой–низам амфиболитовой фаций [24].

Возраст метаморфизма, по данным Ar-Ar изотопного датирования, соответствует раннему девону (415–418 млн. лет, [8]). Метаморфиты прорываются гранитоидами Тургундинского массива с возрастом 410 ± 7 млн. лет [75].

Кебезеньский метаморфический комплекс распространен в северо-восточной части Горного Алтая (рис. 1) в виде серии изолированных выходов общей площадью около 50 км<sup>2</sup>. Взаимоотношения с окружающими вулканогенно-осадочными толщами венда-раннего кембрия детально не изучены, фиксируется лишь несогласное перекрытие метаморфитов неметаморфизованными отложениями ордовика. Резко преобладающей разновидностью пород комплекса являются ортоамфиболиты, в том числе, гранатсодержащие. В подчиненных количествах встречаются кварц-биотит-амфибол-плагиоклазовые породы, мраморы, плагиогнейсы и, крайне редко гранат-биотит-мусковитовые сланцы. Среди амфиболитов по реликтам первичных структур диагностируются апобазальтовые и апогаббровые разности. Широко проявлена мигматизация с образованием тел плагиомигматитовых лейкосом массивной и

гнейсовидной текстуры мощностью от первых миллиметров до одного метра.

Возраст метаморфизма дискуссионен, надежные изотопные датировки отсутствуют. На основании сложных взаимоотношений метаморфитов с гранитоидами Саракокшинского плутона (с одной стороны – наложение метаморфических процессов на плагиогранитоиды, с другой – прорывание амфиболитов телами тоналитов и трондьемитов, визуально сходных с саракокшинскими) ряд геологов рассматривает эти образования в качестве единого мигматит-плутона [29]. Другая точка зрения предполагает более древний, докембрийский возраст метаморфизма [61] и корреляцию кебезенского комплекса с позднерифейскими метаморфитами Томского выступа [12]. Однако, при проведении геологической съемки последнего поколения был установлен "постсаракокшинский" возраст метаморфизма кебезеньского комплекса [59]. В этом случае, учитывая последние данные о возрасте Саракокшинской интрузии [33], возраст метаморфизма может варьировать в интервале от среднего кембрия до раннего ордовика.

Чаустинский метаморфический комплекс, проявленный в северной части Горного Алтая, является одним из наименее изученных. Он обнажается на левобережье р. Катуни (рис. 1) в виде дугообразного тела (~18 × 6 км), сложенного графитсодержащими мраморами, биотитовыми сланцами с дистеном, гранатом и ставролитом, амфиболитами (в том числе, гранатсодержащими) и кварцитами [61]. Тело метаморфических пород приурочено к подошве надвига, отделяющего аллохтонные вендские карбонаты от подстилающих вулканитов раннего кембрия. Минеральные ассоциации метапелитов указывают на принадлежность их к продуктам метаморфизма дистен-силлиманитового типа [39].

Анализ приведенной выше информации позволяет выделить некоторые общие черты, характерные для всех метаморфических комплексов Горного Алтая.

1. Все проявления метаморфических пород приурочены к блокам, ограниченным разломными зонами. Постепенные переходы от высокометаморфизованных пород к неметаморфизованным толщам обрамления отсутствуют.

2. Для всех описанных комплексов отсутствуют какие-либо надежные геологические или изотопногеохронологические доказательства допозднерифейского возраста метаморфических событий.

### ТЕХНОЛОГИЯ ОТБОРА ОБРАЗЦОВ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения особенностей вещественного состава и изотопных характеристик в пределах каждого из описанных метаморфических комплексов были отобраны пробы пород, представляющих наиболее типичные для этих комплексов минералогопетрографические разности. Во всех случаях выбирались породы, в наименьшей степени затронутые поздними низкотемпературными изменениями. По результатам просмотра петрографических шлифов из выборки исключены пробы, несущие явные следы тектонических деформаций (бластез, милонитизация и др.). В выборку также не включались мигматизированные разности, не соответствующие первичному составу коровых протолитов.

Содержания петрогенных компонентов в породах определялись методом рентгено-флуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) и методом "мокрой" химии в Байкальском аналитическом центре СО РАН (г. Иркутск; аналитики – Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко) по стандартным методикам.

Содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Методика химической подготовки проб не отличалась от стандартной. Измерения содержаний проводились в ИГМ СО РАН на приборе ELEMENT производства компании FINIGAN (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский), в Байкальском ЦКП СО РАН на "VG Plasmsquad PQ-2" (аналитики – С.В. Пантеева, В.В. Маркова, В.И. Ложкин, Е.В. Смирнова) по методикам, описанным в [80] и [82], соответственно.

Концентрации элементов группы железа и Ga определены методом РФА-СИ в Центре синхротронного излучения СО РАН (ИЯФ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик – Ю.П. Колмогоров).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск). Подготовка проб осуществлялась по следующей схеме. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в смеси кислот HNO<sub>3</sub>-HF-HClO<sub>4</sub> с использованием микроволновой печи. Выделение РЗЭ проводилось на смоле TRU Spec (EIChroM Industries, II. США). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec, по модифицированной методике [84]. Измерения изотопных отношений Nd осуществлялось на приборе Finnigan MAT-262. При масс-спектрометрических измерениях изотопные отношения нормализовались на  $^{146}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.7219. Коррекция на фракционирование проводилась по закону Рэлея. Для контроля качества работы прибора измерялся стандарт неодима JNd-1. В период измерений значения изотопного стандарта JNd-1 составляли <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512101 ± 0.000015 (по 30 измерениям).

Дополнительно авторами привлечены данные об изотопных характеристиках метаморфических пород Горного Алтая из [31, 45].

При расчете величин  $\varepsilon_{Nd}(T)$  и модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)$  использованы современные значения CHUR по [73] (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd =

0.1967) и DM по [70] ( $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.513151,  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.2136). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород дополнительно были рассчитаны двустадийные Nd модельные возраста  $T_{Nd}$ (DM-2) [74], с использованием среднекорового отношения  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.12 [87].

# ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Учитывая большое разнообразие метаморфитов, их петро- и геохимические особенности целесообразнее рассматривать отдельно для пород метапелитового и метабазитового состава. Метапелиты резко преобладают в составе южно-чуйского, барбышского и белокурихинского комплексов, в значительных объемах встречаются среди пород Курайского, Уймонского и Телецкого блоков, в подчиненном объеме проявлены в составе чаустинского комплекса. В целом, метапелиты Горного Алтая характеризуются широкими вариациями вещественного состава. Общей особенностью являются повышенные, в сравнении с составом верхней континентальной коры (по оценке [87]), концентрации Fe, Ti и Mg, пониженные концентрации кремнезема и калия. Сопоставление распространенности петрогенных компонентов в метапелитах метаморфических комплексов Горного Алтая (табл. 1) позволяет выделить несколько типов пород. Метапелиты южно-чуйского и курайского комплексов по петрохимическому составу близки. Для них характерны вариации SiO<sub>2</sub> в интервале 54-70 мас. %,  $Al_2O_3 - 12 - 20$  mac. %, MgO - 2.5 - 5.5 mac. %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -5-10.5 мас. % при концентрациях К<sub>2</sub>О в пределах 1.5-3.5 мас. %. Породы белокурихинского комплекса характеризуются несколько более высокой кремнекислотностью и пониженными содержаниями фемических компонентов, в целом, не отличаясь по составу от описанных выше метапелитов.

Вторую группу пород составляют метапелиты уймонского, барбышского и телецкого комплексов. Для них характерны более широкие вариации кремнекислотности (50–69 мас. % SiO<sub>2</sub> при средних содержаниях около 58 мас. %), более высокая глиноземистость, повышенные концентрации фемических компонентов и кальция при сопоставимых содержаниях  $K_2O$ .

Обособленную позицию занимают гнейсы чаустинского комплекса, характеризующиеся низкой кремнекислотностью (45–60 мас. % SiO<sub>2</sub>), еще более высокой глиноземистостью (до 26.6 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в отдельных пробах), повышенными концентрациями железа и пониженными – калия.

На диаграмме А.Н. Неелова [41] точки составов метапелитов из метаморфических комплексов Горного Алтая занимают обширную область (рис. 2). Точки составов пород южно-чуйского и белокури-

Комплекс	Южночуй-	Белокурихин-	Курайский,	Уймонский,	Барбышский,	Телецкий,	Чаустинский,
элемент	ский, N = 29	ский, N = 24	N = 27	N = 22	N = 11	N = 19	N = 5
SiO <sub>2</sub>	<u>54.63–69.83</u>	<u>58.04–70.96</u>	<u>57.12–69.57</u>	<u>50.96–69.46</u>	<u>52.34–62.36</u>	<u>50.98–67.88</u>	45.56-59.07
	$62.74 \pm 4.74$	$64.04 \pm 3.93$	63.27 ±3.31	58.23±5.15	57.96±3.39	58.66±8.55	53.04±5.58
TiO <sub>2</sub>	0.6-1.33	0.7-1.12	<u>0.53–0.94</u>	0.56-1.04	0.83-1.19	0.71-1.03	0.66-1.75
	$0.85 \pm 0.15$	$0.88 \pm 0.12$	$0.78 \pm 0.1$	$0.83 \pm 0.17$	$0.93 \pm 0.14$	$0.89 \pm 0.16$	$1.33 \pm 0.47$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>12.4–20.95</u>	<u>13.4–18.48</u>	<u>12.74–17.8</u>	<u>11.58–19.48</u>	<u>16.62–19.94</u>	<u>12.74–21.55</u>	<u>15.68–26.68</u>
	$16.14 \pm 2.62$	$16.3 \pm 1.77$	$15.86 \pm 1.52$	$16.62 \pm 2.17$	$17.58 \pm 1.15$	$17.66 \pm 4.49$	$20.29 \pm 4.82$
$\sum Fe_2O_3$	<u>5.38–10.39</u>	<u>5.65–9.93</u>	<u>5.11–9.49</u>	<u>4.79–9.69</u>	<u>6.85–11.13</u>	<u>5.97–9.49</u>	<u>5.24–16.3</u>
	$7.62 \pm 1.56$	$7.51 \pm 1.07$	$7.07 \pm 1.14$	$7.79 \pm 1.52$	$8.58 \pm 1.44$	$7.99 \pm 1.81$	$12.3 \pm 4.94$
MnO	0.07-0.38	0.09-0.3	<u>0.04–0.23</u>	<u>0.04–0.15</u>	<u>0.09–0.17</u>	0.04-0.23	0.1-0.22
	$0.21 \pm 0.17$	$0.17 \pm 0.07$	$0.09 \pm 0.04$	$0.09 \pm 0.03$	$0.13 \pm 0.03$	$0.11 \pm 0.07$	$0.15 \pm 0.05$
MgO	2.69-5.21	<u>1.59–4.36</u>	<u>2.36–5.43</u>	<u>1.25–6.08</u>	<u>2.73–5.83</u>	<u>3.99–5.26</u>	1.69-3.2
	$3.99 \pm 0.75$	$3.02 \pm 0.77$	$3.81 \pm 0.84$	$4.02 \pm 1.42$	$4.17 \pm 1.05$	$4.7 \pm 0.65$	$2.54 \pm 0.66$
CaO	<u>0.58–3.98</u>	<u>0.81–4.02</u>	<u>1.04–4.45</u>	<u>0.74–4.33</u>	<u>2.07–6.25</u>	<u>1.61–2.77</u>	<u>0.95–5.78</u>
	$2.29 \pm 0.5$	$1.88 \pm 0.89$	$2.28 \pm 0.91$	$2.52 \pm 1.11$	$3.6 \pm 1.57$	$2.01 \pm 0.66$	$3.51 \pm 2.12$
Na <sub>2</sub> O	<u>1.12–4.29</u>	<u>0.8–3.48</u>	<u>1.22–3.67</u>	<u>0.68–4.72</u>	<u>1.43–3.4</u>	<u>2.03–3.79</u>	<u>3.23–4.67</u>
	$2.35 \pm 0.69$	$2.3 \pm 0.72$	$2.42 \pm 0.48$	$2.33 \pm 1.15$	$2.62 \pm 0.65$	$2.82 \pm 0.89$	$3.93 \pm .57$
K <sub>2</sub> O	<u>1.13–3.53</u>	<u>1.75–2.74</u>	<u>1.78–3.21</u>	<u>1.51–3.91</u>	<u>1.56–2.76</u>	<u>2.44–3.39</u>	<u>0.68–2.02</u>
	$2.39 \pm 0.53$	$2.21 \pm 0.37$	$2.52 \pm 0.41$	$2.51 \pm 0.74$	$2.34 \pm 0.38$	$2.89 \pm 0.48$	$1.47 \pm 0.62$
ГМ	<u>0.27–0.6</u>	<u>0.3–0.48</u>	<u>0.29–0.5</u>	<u>0.27–0.59</u>	<u>0.41–0.58</u>	<u>0.29–0.61</u>	<u>0.46–0.98</u>
	$0.4 \pm 0.1$	$0.39 \pm 0.06$	$0.38 \pm 0.06$	$0.44 \pm 0.09$	0.47±0.07	0.47±0.17	$0.66 \pm 0.23$
ФМ	<u>0.12–0.28</u>	<u>0.11–0.24</u>	<u>0.11–0.25</u>	<u>0.13–0.3</u>	<u>0.16–0.33</u>	<u>0.15–0.27</u>	<u>0.13–0.4</u>
	$0.19 \pm 0.05$	$0.17 \pm 0.04$	$0.18 \pm 0.04$	$0.21 \pm 0.06$	$0.22 \pm 0.06$	$0.22 \pm 0.07$	$0.29 \pm 0.11$
НКМ	<u>0.18–0.39</u>	<u>0.18–0.41</u>	<u>0.23–0.4</u>	<u>0.21–0.47</u>	<u>0.2–0.34</u>	<u>0.24–0.43</u>	<u>0.19–0.38</u>
	$0.3 \pm 0.05$	$0.28 \pm 0.05$	$0.31 \pm 0.05$	$0.29 \pm 0.07$	$0.28 \pm 0.04$	$0.33 \pm 0.09$	$0.28 \pm 0.08$
TM	0.04-0.08	<u>0.05–0.08</u>	<u>0.05–0.06</u>	<u>0.05–0.06</u>	<u>0.05–0.07</u>	<u>0.05–0.06</u>	<u>0.03–0.1</u>
	$0.05 \pm 0.01$	$0.05 \pm 0.01$	$0.05 \pm 0$	$0.05 \pm 0.01$	$0.05 \pm 0.01$	$0.05 \pm 0$	$0.07 \pm 0.03$
ЖМ	<u>0.42–0.51</u>	<u>0.34–0.54</u>	<u>0.28–0.5</u>	<u>0.39–0.54</u>	<u>0.39–0.59</u>	<u>0.38–0.5</u>	<u>0.25–0.79</u>
	$0.46 \pm 0.04$	$0.45 \pm 0.05$	$0.43 \pm 0.04$	$0.45 \pm 0.07$	$0.47 \pm 0.06$	$0.44 \pm 0.06$	$0.59 \pm 0.25$
AM	<u>0.18–0.38</u>	<u>0.19–0.32</u>	<u>0.19–0.33</u>	<u>0.17–0.38</u>	<u>0.2–0.36</u>	<u>0.19–0.42</u>	<u>0.29–0.59</u>
	$0.26 \pm 0.06$	$0.26 \pm 0.04$	$0.25 \pm 0.04$	$0.29 \pm 0.06$	$0.3 \pm 0.17$	$0.31 \pm 0.12$	$0.39 \pm 0.13$
СИА	<u>63.6–80.1</u>	<u>59.6–80.9</u>	<u>62.7–76.1</u>	<u>61.9–71.3</u>	<u>60.3–76.4</u>	<u>64.2–45.4</u>	<u>60.1–81.5</u>
	$69.4 \pm 5.3$	$72.1 \pm 5.3$	$68.7 \pm 4.3$	$69.4 \pm 4.8$	$  67.4 \pm 5.8$	$69.3 \pm 5.6$	$68.8 \pm 9.1$

Таблица 1. Вариации содержаний петрогенных компонентов (масс. %) и главных петрохимических индексов в метапелитах Горного Алтая

Примечание. В числителе – вариации содержаний петрогенных компонентов, в знаменателе – среднее содержание  $\pm$  стандартное отклонение; N – число проб; ГМ – гидролизатный модуль: (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO)/SiO<sub>2</sub>; ФМ – фемический модуль: (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MgO)/SiO<sub>2</sub>; HKM – общая нормативная щелочность: (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; TM – титановый модуль: TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; ЖМ – железный модуль: (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MnO)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub>); AM – алюмокремниевый модуль: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>; CИA – индекс химического выветривания: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> × 100/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O).

хинского комплексов образуют линейно вытянутый тренд от поля Ша (полимиктовые субсилицилиты), через поля IVa, b (полимиктовые и граувакковые алевролиты), Va (алевропелитовые аргиллиты) к полю VIa (пелитовые аргиллиты), соответствуя, в целом, составам граувакк-сланцевых серий. При этом в нижней области диаграммы локализуются составы биотитовых, биотит-кордиеритовых и биотит-гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев, а в верхней – разностей, содержащих ставролит и свободные силикаты глинозема. Точки составов пород курайского, уймонского и барбышского комплексов образуют на диаграмме слабо вытянутое поле, смещенное относительно описанных выше метаморфитов в область более фемических и глиноземистых составов. Преобладающая масса фигуративных точек концентрируется в полях IVb, Va и VIa, соответствующих алевролитам и аргилли-

ЛИТОСФЕРА № 2 2013

там (рис. 2). Наконец, точки составов метапелитов чаустинского и телецкого комплексов располагаются в полях Va, b и VIa, указывая на аргиллитовую природу их протолитов. На диаграмме М. Хиррона (рис. 3) большинство точек составов пород попадает в поля глинистых сланцев и граувакк, значительно реже присутствуют глинистые сланцы, обогащенные железом (породы чаустинского и, частично, уймонского комплексов). "Зрелые" протолиты (аркозы, лититы) отсутствуют.

Вариации значений гидролизатного модуля (ГМ) в породах достаточно широки (табл. 1), что указывает на сочетание в их источнике пород, претерпевших резко различную степень выветривания. В целом, максимальная степень выветривания (ГМ = 0.46–0.98 при среднем 0.66) характерна для метапелитов чаустинского комплекса, минимальная – для пород южно-чуйского, курайско-



Рис. 2. Диаграмма "а-b" [41] для метапелитов Горного Алтая.

Оси: а = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (атомные количества); b = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO + MnO + MgO + CaO (атомные количества). Поля: Ша – полимиктовые песчаники; Шb – граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава; IVa – полимиктовые алевролиты; IVb – граувакковые алевролиты, пелиталевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые и железистые алевролиты; Va – алевропелитовые аргиллиты; Vb – карбонатистые и железистые аргиллиты; VIa – пелитовые аргиллиты; I-7 – точки составов метапелитов из метаморфических комплексов Горного Алтая: 1 – южно-чуйский, 2 – белокурихинский, 3 – курайский, 4 – уймонский, 5 – барбышский, 6 – телецкий, 7 – чаустинский.



**Рис. 3.** Диаграмма Хиррона [72] для метапелитов Горного Алтая. Условные обозначения см. на рис. 2.

го и белокурихинского комплексов (табл. 1). На модульной диаграмме "НКМ-ФМ" [62] (рис. 4) точки составов метапелитов локализуются преимущественно в поле V (породы, не связанные с корами выветривания и состоящие из минералов стандартной хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистой системы). Данные о содержаниях редких и редкоземельных элементов в представительных пробах метапелитов Горного Алтая приведены в табл. 2. Общей характерной чертой изученных пород является

	~ 1	_									0	5																	~																
Sh-206	47.22	13 20	15.11	0.22	7.78	9.78	2.91	0.61	10.0	C0.7	11.0	100.2	Ι	381	103	45	60	60	18	2.3	16	137	27.7	64	18	2.0	585	3 55	1018	1.52	7.20	2.27	0.76	3.28	0.62	4.47	1 02	2.76	0.43	2.61	0.42	2.1	0.1	0.2	0.4
KR-1	45.84	13.50	10.13	0.15	12.86	12.97	1 53	0.58	0000	4.4	0.03	99.96	I	183	948	55	517 C17	4 I 4	13	1.6	25	132	16.4	12	0.8	0.3	346	1 96	5 21	0.75	3.41	1.16	0.41	1.87	0.38	2.65	0.60	1 68	0.26	1.62	0.26	0.9	0.1	0.1	0.2
Sh-216	45.76 1 43	15 32	13.61	0.33	8.55	11.80	1 22	22.5		4.07 0.14	0.14	07.66	I	273	166	48	00	0/	18	2.9	7	166	25.4	70	5 0	0.1	46	5 47	13 50	1.98	8.62	2.75	1.00	3.46	0.63	4.19	0.93	2.57	0.39	2.24	0.35	2.5	1.2	0.7	0.7
8-09-86	47.02 1 89	13 60	14.96	0.20	6.85	9.97	7.97	0.81	10.0	4.17	0.15	100.26	I	368	143	43	5	70	18	2.0	26	155	47.4	58	0.6	0.6	49	7 13	18 13	2.55	11.34	3.65	1.09	4.67	0.88	6.40	1.56	4 99	0.80	5.08	0.86	2.3	1.2	4.0	2.9
A-019	63.18 0.79	16 34	7.69	0.12	4.03	1.51	1 89	2.26	07.7 07.0	60.7	07.0	39.65	I	119	135		100	170	70	1.7	98	194	26.5	145	68	7.4	275	26.05	51 03	6.69	26.03	5.00	1.05	5.03	0.68	4.15	0 79	2,30	0.36	2.32	0.34	3.7	0.6	8.8	2.4
8-07-35/10	69.38 0.75	14 20	5.52	0.06	2.38	2.20	2.57	1 78	1.16	1.10	0.10	99.73	I	122	126		76	0,0	IY	1.0	82	220	30.0	191	66	4 2	960	26.80	58.57	7.65	27.71	5.47	1.22	5.04	0.75	4.50	0.94	2.7.2	0.37	2.41	0.36	4.8	0.6	9.3	2.7
8-07-35/7	66.64 0.83	14 90	6.22	0.10	3.01	2.19	2,61	2.01	1 60	1.00	0.19	99.88		101	131		00	00	18	1.3	96	224	41.2	198	121	5 9	290	33.20	70.32	8.98	34.29	6.38	1.41	6.19	0.98	5.66	1 22	3 59	0.53	3.21	0.45	5.1	0.8	11.4	3.3
8-07-35/5	63.18 0.94	16.90	7.00	0.07	2.78	2.04	2,64	2.55	90 C	2.00	0.21	99.69		133	139		70	2.0	71	1.3	128	198	50.6	296	14.6	5 9	249	45.02	95.22	12.32	44.06	8.91	1.52	8.13	1.31	7.70	1 45	4 40	0.69	4.27	0.59	7.5	1.0	20.0	5.6
95-11/4	59.67 0.94	17 79	9.07	0.16	4.72	2.45	2,40	01.5	0 00	0.00	0.14	100.41	23.4	120	170	26	120	001	I	I	67	176	25.0	141	7 1	44	430	27 50	48 00		23.40	5.40	1.29	4.96	0.84	I	I	I	I	2.60	0.37	4.0	0.7	6.7	1.7
95-13/1	65.69 0.76	14.96	6.58	0.19	3.39	2.72	2,30	2 51	0.07	70.0	77.0	100.15	17.0	88	148	19	00	70	I	I	92	265	22.0	148	99	9.9	570	33 80	55 20		25.00	5.50	1.36	5.00	0.83	I	I	I	I	2.26	0.32	4.5	0.8	10.2	1.9
97-23/1	65.33 0.79	15 13	6.29	0.07	3.67	3.41	2.26	23.5	0.02	01.0	0.18	100.34	17.5	I	158	19	1	I	I	I	90	290	26.0	166	10.0	6.2	410	31.20	56.30	5 1	30.80	6.70	1.39	7.00	1.16	I	I	I	I	3.21	0.46	5.0	0.8	10.4	3.2
97-23/12	57.62 0.87	18 36	60.6	0.23	4.53	0.58	185	7 44		17.4	0.10	100.00	27.0	I	130	31	10	I	I	I	82	197	28.0	135	10.0	54	360	21 20	40.90		22.10	5.60	1.26	5.30	0.91	I	I	I	I	2.85	0.42	3.5	0.7	6.3	1.4
95-7/1	57.30 1 00	20.61	9.35	0.21	5.11	1.49	1 69	1 95	1 22	CC.1	0.1/	100.21	27.3	I	219	35	)	I	I	Ι	99	141	28.0	163	10.0	7 1	520	26 70	50.60		26.70	6.60	1.37	6.70	1.16	I	I	I	I	3.83	0.56	4.6	0.9	8.1	3.5
01CU12	45.00 2.88	14 15	14.03	0.21	6.63	8.90	2,47	0.47	2 61	10.0	0.25	98.53	38.4	380	54	50	000	01	77	1.9	5	156	32.1	157	164	3 2	2.08	15.25	35.81	4.85	22.69	5.92	2.14	6.27	1.08	6.15	1 21	3 18	0.43	2.67	0.38	4.1	1.2	1.2	0.4
H-17/1	45.92 2 19	14 07	14.84	0.24	6.95	9.29	3 23	0.25	2.57	10.0	0.12	100.83	61.0	483	I	48	2	I	I	I	7	141	59.7	159	5 0	0.4	148	6 26	18.03	2.99	15.15	4.91	1.63	6.67	1.30	8.89	1 85	5 60	0.82	5.44	0.80	4.4	0.3	0.4	0.3
H-17	43.24	12.96	16.34	0.27	7.67	8.83	2.75	017	2.04		0.17	99.54	63.5	520	I	59	2	I	I	I	7	139	53.2	142	8	с 0	6.5	4.63	14 26	2.52	13.50	4.41	1.49	6.75	1.17	61 L	1 61	4 93	0.74	4.50	0.68	3.8	0.2	0.2	0.2
H-16	49.00 1.47	11 43	9.21	0.16	7.04	13.66	4 01	0.76	2.45	0.4.0 C+.0	0.1	07.66	38.2	317	I	38	2	I	I	I	m	119	26.2	162	66	60	76	17 37	28.51	3.95	17.22	4.09	1.15	4.53	0.76	4.24	0 83	2.28	0.35	2.10	0.32	4.3	0.6	2.1	0.7
№ пробы	SiO <sub>2</sub>	Al,O,	Fe,O,*	MnO	MgO	CaO	Na,O	K,O		П.П.П.	$\tilde{\Gamma}^2 O_5$	Сумма	Sc	>	Cr	C C		Z	Са	Ge	$\operatorname{Rb}$	Sr	Y	Zr	qZ	č	Ba	1 8	De De	Pr	ΡN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dv	Ho	Er.	Tm	Yb	Lu	Hf	Та	Th	Ŋ

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

8-1005/4	64.09	0.79	16.44	7.13	0.11	3.13	2.76	2.86	1 08	0.00	0.70 	0.14	100.34	Ι	129	65	6		40	21	2.3	57	341	216	0.12	152	8.3	4.5	473	20.30	40.90	5.28	20.17	4.02	1.01	3.78	0.50	2 42	0.4.0 •	0.04	1.97	0.30	2.02	0.29	4.4	0.7	5.6	1.5
8-10-68/1	62.36	0.84	17.10	7.63	0.10	3.56	2.07	2.22	200	07.7	1.02	0.23	100.27	Ι	66	34	-		7.7	15	1.9	76	240	7 0 0	0.07	C01	12.0	4.2	482	26.91	52.55	6.50	24.57	4.69	1.25	4.97	0 74	1 C C C	40.4	0.84	2.51	0.39	2.39	0.36	4.2	0.8	6.4	2.3
98-2/5	57.90	0.83	16.62	8.48	0.13	4.45	4.74	3.12	07 0	1070	0.04	0.29	99.90	23.5	119	145	<u>;</u> 5	17	2/	20	Ι	58	213	C 14 C	7.07	/ 9	9.5	3.6	310	19.20	44.50	5.17	21.90	4.86	1.29	4.89	0.88	00.00 1 T 1	<del>-</del>	1.00	2.72	0.46	2.54	0.37	1.8	0.8	5.8	1.6
98-2/3	54.96	1.05	19.94	9.73	0.17	4.65	2.14	1.43	2 58		7.74	0.16	99.10	19.5	154	134	i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	<u>,</u>	67	24	I	40	155	146	14.0	66	12.4	3.3	351	21.60	53.20	6.18	24.50	5.07	1.15	4.59	0 73	2 26	00.0	0.08	1.74	0.25	1.45	0.21	2.8	0.8	7.1	2.0
H-30/4	46.08	1.80	9.88	14.95	0.22	6.92	10.35	3.16	0.10	CT -2	0.47	0.15	99.12	I	I	I			I	I	I	6	100	20 2	0.40	114	2.3	Ι	162	6.61	14.20	3.25	16.59	6.15	1.99	9.21	1 69	10.42	10.4	2.48	7.83	I	7.22	1.12	5.4	0.1	0.5	0.5
H-28/2	45.71	1.56	15.18	10.39	0.18	7.73	14.27	1.97	0 34		C0.7	0.20	100.36	Ι	I	I		I	I	Ι	I	6	437	1 1 1 1	74.1	/8/	17.6	Ι	90	18.42	36.30	5.08	20.74	4.66	1.74	4.92	0.88	110	4.17	0.94	2.60	Ι	2.27	0.30	3.5	1.1	2.2	0.7
H-29/2	45.24	3.36	14.23	15.80	0.22	5.42	6.65	3.18	1 88	00.1	5.04	0.43	99.45	I	I	I		I	I	Ι	I	54	307	- 22 2	7.00	165	60.8	Ι	725	44.83	92.80	13.18	51.80	11.46	4.02	12.59	210	10.44	10.44	2.33	6.64	I	4.71	0.77	13.9	4.9	5.4	2.4
98-3/24	49.04	3.92	12.90	13.62	0.16	4.29	7.68	6.41	0 36	20 1	1.00	0.52	100.78	28.5	370	53	5 C		52	20	Ι	×	143	20.4	4.70	139	46.9	1.1	104	31.00	67.00	8.17	34.80	7.49	2.50	8.38	1 38	20 1	C0.7	1.03	4.26	0.61	3.54	0.42	3.5	3.0	3.6	1.2
DK-2	56.10	1.01	17.67	9.95	0.16	5.21	1.36	1.52	2 30		4.04 4.04	0.21	99.82	Ι	I	I		I	I	Ι	Ι	65	139	202	/ .0 c	183	13.1	2.2	409	24.11	53.00	Ι	37.00	6.20	1.70	5.50	0.07	1	I	I	Ι	I	3.90	0.52	4.7	0.6	8.5	2.0
DK-1	59.47	0.95	16.74	8.94	0.15	4.29	1.29	1.55	CL C	1.1	00.0	0.20	99.90	Ι	I	I		I	I	Ι	Ι	79	219	127	5.4.4	707	11.2	4.3	601	27.57	54.20	I	39.00	8.10	1.50	7,00	1 10	01.1	I	I	Ι	Ι	3.60	0.53	5.8	0.6	5.3	2.0
98-8/16	51.14	1.09	19.57	10.32	0.10	5.45	0.93	3.03	2 68	4.00 7	9.17 2.22	0.25	99.79	22.3	157	134		51	4	24	Ι	74	57	166	10.0	131	11.9	3.1	390	24.90	55.60	6.49	26.90	5.47	1.26	4.45	0.60	2.02	C).C	0.03	1.87	0.30	1.90	0.27	3.3	0.8	6.5	1.8
98-8/17	57.37	0.87	16.49	8.41	0.09	4.37	2.89	1.51	2 31	10.7 7 17	0.1.0	0.22	99.73	19.2	151	108	25		28	21	I	64	167		74.0	\$	9.4	2.9	383	23.30	51.90	6.21	26.00	5.12	1.39	4.74	0.76	1 20		0.94	2.59	0.38	1.99	0.27	1.9	0.7	5.6	1.8
98-8/2	69.46	0.56	11.58	6.30	0.08	2.72	2.01	1.39	202	10.1 c	10.0	0.16	99.84	13.5	88	00	0	01	44	15	I	60	95	, C	10.1	90	6.8	2.7	392	15.70	36.10	4.00	16.20	3.23	0.92	2.82	040	101	1.74	95.0	1.12	0.18	1.09	0.22	1.3	0.5	4.6	1.2
ik-11/1	54.38	0.62	14.23	9.24	0.18	5.53	8.51	3.21	016	01.U	0.0°	0.10	100.15	Ι	121	148	2		82	15	2.2	4	555	10.0	19.0	9/	4.2	0.3	43	11.28	21.76	2.83	11.42	2.45	0.80	3.08	0.51	2 10.0	01.0	70.0	1.85	0.31	1.88	0.29	2.3	0.2	2.3	0.8
ik-9	50.85	0.64	19.23	9.31	0.12	5.85	5.96	4.32	0 50	70.0 00 c	20.0 0000	0.09	100.95	Ι	118	160	001		10	16	1.0		183		1/./	66	3.5	0.1	48	6.29	12.84	1.88	7.61	1.93	0.66	2.67	0.46		7.00	0.00	1.95	0.34	2.36	0.35	2.1	0.2	1.4	0.6
s <u>A-011/1</u>	57.12	0.93	18.68	9.53	0.23	4.84	1.61	2.05	2 44		70.7	0.23	100.25	I	160	100	001		113	22	2.6	86	222	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	24.7	163	11.2	4.1	454	24.45	49.26	6.14	23.05	4.56	1.06	4.63	0.64	070	0.40	0.09	2.02	0.28	1.74	0.26	4.0	0.7	5.7	1.7
олженик А-007	67.88	0.71	12.74	6.01	0.04	3.99	1.64	2.62	2 84	101	1.71	0.16	100.38	Ι	121	354	)	ו   [[ י	c/.1	13	1.6	130	108	16.0	10.7	104	6.2	5.5	304	37.34	73.38	9.12	34.08	6.34	2.91	4.99	0.67	215		70.0	1.21	0.19	1.11	0.16	2.1	0.4	4.2	0.7
<b>2.</b> Прод sh-201	50.98	1.03	21.55	8.49	0.07	5.26	2.77	3.79	3 30		71.7	0.23	100.54	Ι	173	145	2		208	25	1.4	119	154	206	0.70	C/1	13.9	5.2	915	34.44	70.30	8.62	32.42	6.35	1.41	6.25	0 03	5 11 11	11.0	1.04	3.30	0.52	3.44	0.49	5.4	1.1	13.3	4.2
Таблица № пробы	SiO,	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$\mathrm{Fe_2O_3^*}$	MnO	MgO	CaO	Na,O	K O	1N2O	п.п.п. ъ	$P_2O_5$	Сумма	Sc	>	Ľ		0;	Z	Ga	Ge	Rh	Sr.	5 >		Zr	qN	Cs	Ba	La	Ce	$\mathbf{Pr}$	PN	Sm	Eu	Gd	Ē		λ.	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ηf	Та	Th	Ω

	8-09-63	54.00 1 55	15.68	12.64	0.22	3.20	5.78	5.90	0.08	1.62	0.44	99.75	I	203	61	I	13	19	26	2. v	377	2772	0.00		0.0 0	0.2	177	9.60	25.25	4.18	19.09	5.50	1.85	6.44	1.13	7.28	1 53	4 71	0 71	4.41	0.65	3.6	0 32	101	0.73
	8-09-60/2	48.64 1 15	16.60	11.06	0.16	7.49	10.13	3.10	0.32	1.20	0.14	100.35	I	217	240	I	71	1	1 -		247 747	7 C C	1.70 7.7	5 - 1 t	1./ î.î	0.0	56	3.21	9.16	1.71	9.46	3.07	1.21	4.24	0.72	4.73	1 09	2 98	0.46	2 80	0.40	2.5	0.08	0.2	0.1
	8-09-63/5	46.10 0.08	15.04	10.99	0.21	13.32	9.32	2.38	0.22	1./0 2.10	0.10	100.37	I	232	255	I	166	5	1 4	t	174	076	0.+0 111	114	5.8 2.8	0.1	29	5.82	15.97	2.79	14.10	4.28	1.38	4.86	0.85	5.40	1 14	3 10	0.47	3 15	0.46	6.0	0 19	0.3	0.2
	8-09-63/2	46.20	16.73	10.78	0.24	8.23	12.34	2.78	0.33	1.62	0.12	100.59	I	136	436	I	283	10	10	2.0	146 146		20.0 10	- 0 - t	I.I	0.1	27	1.96	6.09	1.17	6.29	1.99	0.81	2.85	0.51	3.36	0.68	1 87	0.31	1 93	0.29	14	0.08	0.2	0.1
	8-09-62/4	59.07 0.66	21.13	5.24	0.17	2.40	4.57	5.92	1.28	2.53	0.17	101.19	I	I	Ι	I	I	I	I	13	659	38 O	001	199	5.8	0.3	123	21.35	51.04	6.76	26.29	5.60	1.57	5.66	0.87	5.19	1 05	3.08	0.51	3 57	0.53	4.2	0 32	10%	0.8
	8-09-61/4	53.52 1 36	17.66	15.01	0.10	2.89	2.74	4.62	2.02	1.32	0.21	101.55		144	45	I	16	د ا	0.6	0.0	200	007 0 L V	110	119	2.8 7	0.7	283	10.47	25.08	3.80	18.87	4.98	1.76	6.75	1.09	6.50	135	3 91	0.60	3 75	0.57	4.5	0 19	15	0.4
-	9-18/1-10	55.32 0.70	15.63	9.41	0.17	5.43	8.63	5.11	0.39	1.04 2.03	0.29	100.14	I	132	101	I	53	14			715	187	40./	60 6	7.U	0.1	102	11.64	27.95	4.46	20.31	5.70	1.29	7.24	1.08	7,00	1 49	4 33	0.63	3 97	0.54	1 9	01	2 O	0.3 0.3
-	9-19/4-10	53.09 1.03	17.06	12.27	0.21	3.95	8.47	2.99	0.29	0.88	0.24	100.48		171	45	I	16	د ا د	00	<u>}</u>	243	0.97	0.01	- 6	7.7	0.1	71	5.55	17.04	3.10	16.10	4.83	1.49	6.24	1.13	6.97	1 57	4 19	0.67	4 37	09.0	0.0	; C	0 17	0.13
	9-17/4-10	47.60 0.04	16.76	14.53	0.24	6.13	8.63	2.84	0.21	2.10	0.14	100.19	I	257	61	I	15	=	15		210		1.77	17.	1.4	0.3	99	3.29	9.02	1.48	7.06	2.33	0.79	3.16	0.56	3.28	0 72	2.00	0.32	1 97	0.28	0.8	0.1	0.3	0.1
	9-17/3-10	47.61 0.60	19.50	9.70	0.15	6.64 2.12	9.10	3.10	0.92	3.01	0.06	100.42	I	211	216	I	57	6	, c 0	1.0	301	00		7 C -	1.2	0.5	316	3.65	7.01	0.83	3.80	0.99	0.41	1.46	0.25	1.34	0.28	0.84	0.13	0 77	0.12	60	01	1.9	0.6
	8-09-57/5	68.12 0.78	14.79	7.00	0.25	2.60	1.59	20.2	10.1	0.22	60.0	100.09	I	88	49	I	31	20	) 1 1 1	) A V (	346		1.77	10/	8.3	2.4	388	17.06	39.51	5.01	18.44	3.89	0.96	3.61	0.54	3.39	0.68	1 97	0.30	1 91	0.26	41	0.4	45.	1.5
-	8-09-57	68.64 0.72	15.50	6.38	0.24	2.41	1.06	2.03	2.42 2.45	0.41	0.10	96.66	I	97	39	I	39	00		2.4 V	200	0000	0.77 0.72	707	9.7 7	2.7	571	23.32	53.57	6.88	25.36	5.23	1.24	4.93	0.80	4.57	0 96	2 05	0 48	3 01	0.41	61	. 40	 9 9	2.0
_	8-09-59/4	73.22	12.77	6.24	0.21	1.88	1.77	1.83	0.71	0.90	0.08	100.23	I	I	Ι	I	Ι	I	I	21	17	18.0	10.0		5.0 5.7	1.1	199	15.67	36.52	4.46	16.59	3.51	0.85	3.44	0.46	2.92	0.60	1.63	0.27	1 73	0.23	46	0.3	6.3	1.4
ание	8-1005/1	70.96	13.40	6.60	0.29	2.14	1.19	1./4	cc.1	1.50	0.10	100.24	I	101	58	I	33	19	77		201	14 C 2 7 7 2	162	C01	7.1	4.5	338	22.07	49.75	5.60	22.15	4.45	0.95	4.75	0.64	3.41	0.69	215	0.35	2.26	0 33	5.5 7	0.5	é.0 9	1.7
1 2. Оконч	Je-13-10	60.54 0.83	17.06	6.85	0.15	2.73	6.25	3.40	1.20	0.48	0.22	100.10	I	116	363	I	175	1	14		326	25.1	1.02		8.0 0.2	2.6	285	24.87	48.92	6.10	23.60	4.70	1.44	4.80	0.75	3.97	0.80	00.0	0.35	2110	0.31	5	0.5	5.2	1.3
Таблиц	№ проб⊦	$SiO_2$	Al,O	$\mathrm{Fe_{03}^{-2}}$	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	$K_2O$	п.п.п.	$P_2O_5$	Cymma	Sc	>	Cr	Co	Ż	Ga	20	20	Sr.	5 >	- 22	77	QN N	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dv	Ho	Er.	i E	5	I'II	Hf	Ē	1 L	n

ЛИТОСФЕРА № 2 2013

31

#### КРУК и др.

Примечание к табл. 2. 1–4 – балтырганский комплекс (1 – гранатовый амфиболит, 2–4 – безгранатовые амфиболиты); 5–9 – южночуйский комплекс (5 – кордиерит-биотитовый гнейс, 6 – кордиерит-двуслюдяной сланец, 7–8 – гранат-биотитовые гнейсы, 9 – ставролит-дистен-амфиболовый гнейс); 10–17 – курайский комплекс (10–11 – гранат-биотитовые гнейсы, 12 – биотитовый гнейс, 13 – кордиерит-биотитовый сланец, 14–17 – амфиболиты); 18–22 – телецкий комплекс (18 – биотитовый сланец, 19 – биотит-кордиеритовый сланец, 20 – кордиерит-двуслюдяной сланец, 21 – амфиболит, 22 – амфибол-биотитовый сланец); 23–31 – уймонский комплекс (23–27 – хлорит-мусковитовые сланцы, 28–29 – глаукофановые сланцы, 30–31 – винчит-актинолитовые сланцы); 32–35 – барбышский комплекс (32 – кордиеритовый гнейс, 33–4 – гранатовые гнейсы, 35–биотитовый гнейс); 36–40 – белокурихинский комплекс (36–37 – двуслюдяные гнейсы, 38 – кордиерит-биотитовый гнейс, 39–40 – кордиерит-двуслюдяные гнейсы, 44 – кебезеньский комплекс (41–43 – амфиболиты, 44 – биотит-амфиболовый сланец); 45–50 – чаустинский комплекс (45–46 – кордиерит-биотитовые сланцы, 47–48 – амфиболиты, 49 – гранатовый амфиболит, 50 – амфибол-биотитовый сланец). Авторы проб: 1–3, 26–27, 29–31 – Н.И. Волкова; 5–9, 23–25, 28, 32–33 – А.В. Плотников; 10–12, 14, 34, 36–40, 45–50 – Н.Н. Крук; 13, 19–20 – Я.В. Куйбида; 15, 17–18 – И.В. Кармышева, 16 – М.Л. Куйбида; 21–22 – И.Б. Корнева; 35, 41–44 – Е.А. Крук. Анализ № 4 заимствован из [88]. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; прочерк – не определялось.



Рис. 4. Модульные диаграммы [62] для метапелитов Горного Алтая.

а – породы южно- чуйского, белокурихинского и курайского комплексов, б – породы уймонского, барбышского, телецкого и чаустинского комплексов. Оси: НКМ – натрий-калиевый модуль ((Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); ФМ – фемический модуль ((FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MnO + MgO)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Римские цифры – поля пород: **II – с преобладанием монтмориллонита и подчинен**ными количествами каолинита и гидрослюд; V – не связанных с корами выветривания и состоящими из смеси "хлоритмонтмориллонит-гидрослюда", VI – гидрослюдистых с примесью полевого шпата. Условные обозначения см. на рис. 2.

относительно невысокий уровень накопления литофильных и высокозарядных редких элементов, типоморфных для пород "зрелой" континентальной коры (Cs, Ba, Rb, в меньшей степени – U, Th, Zr, Hf). В то же время, концентрации элементов группы железа (V, Cr, Co), эффективно концентрирующихся в осадочных породах глинистой размерности, находятся на уровне, типичном для постархейских глинистых сланцев, а временами и превышают его. Максимально "зрелые" составы, приближающиеся к PAAS, характерны для пород южночуйского, курайского и телецкого комплексов, наиболее "примитивные" – для гнейсов чаустинского комплекса. Для всех без исключения пород характерно избирательное обеднение Nb и Ta, указывающее на важную роль в их источнике пород, происхождение которых связано с субдукционными процессами.

Содержания РЗЭ в метапелитах варьируют в достаточно широких пределах. Максимальные кон-

центрации лантаноидов (117-209 г/т), достигающие уровня, характерного для PAAS, а в отдельных случаях и превышающие его, характерны для пород курайского комплекса. Несколько более низкими суммарными содержаниями РЗЭ (86-161 г/т), близкими к верхнекоровому уровню, характеризуются метапелиты южно-чуйского, белокурихинского и телецкого комплексов (табл. 2, рис. 5). Для сланцев и гнейсов уймонского и барбышского комплексов типичны более низкие концентрации РЗЭ (76-120 г/т). Форма спектров распределения РЗЭ во всех перечисленных разновидностях пород близка: спектры асимметричные с незначительными минимумами по Еи (максимальными в породах южно-чуйского, белокурихинского и телецкого комплексов, менее отчетливыми в метаморфитах уймонского и барбышского комплексов). Отношение  $(La/Yb)_n$  варьирует от 4.7 до 22, составляя для большинства пород 6–10. Четкой зависимости величины (La/Yb)<sub>n</sub> от суммарных концентраций РЗЭ, либо систематических различий между породами разных комплексов не наблюдается. Метапелиты чаустинского комплекса характеризуются минимальными содержаниями РЗЭ (табл. 2) и пологими  $(La/Yb)_n = 1.9-4.1)$  спектрами их распределения. Отрицательная аномалия по Nb и Та проявлена незначительно. Таким образом, геохимические особенности метапелитовых пород Горного Алтая свидетельствуют о том, что главным источником их протолитов служила кора переходного типа. Вклад дифференцированного корового материала был незначителен и существенно различался для пород разных комплексов. Максимальная примесь вещества "зрелой" континентальной коры фиксируется в метапелитах южно-чуйского, курайского и телецкого комплексов, минимальная - в гнейсах чаустинского комплекса. Последние, судя по максимальным среди метаморфитов Горного Алтая значениям титанового, фемического, железистого и алюмокремниевого модулей, представляют собой продукты выветривания "незрелых" в геохимическом отношении существенно базитовых вулканогенноосадочных образований.

Породы метабазитового состава, существенно менее распространенные, по сравнению с метапелитами, слагают балтырганский и кебезеньский комплексы, в значительных количествах присутствуют в составе чаустинского и уймонского, и в подчиненных – курайского и телецкого комплексов. На гистограмме распределения SiO<sub>2</sub> (рис. 6) среди метабазитов выделяются две дискретные группы. Первая, более многочисленная и присутствующая во всех перечисленных комплексах, по содержанию кремнезема соответствует базальтам и андезибазальтам. Вторая группа, объединяющая единичные образцы биотит-амфиболовых сланцев и гнейсов из кебезеньского, чаустинского, курайского и телецкого комплексов, характеризуется содержаниями SiO<sub>2</sub>

ЛИТОСФЕРА № 2 2013

в интервале 60–67 мас. %. На диаграмме А.А. Предовского (рис. 7) фигуративные точки этих метабазитов концентрируются в поле составов магматических пород (андезиты, дациты и их туфы). Таким образом, метабазиты среднего состава представляют собой продукт метаморфизма либо вулканогенных пород, либо вулканомиктовых осадков, сформированных за счет исключительно физического выветривания синхронных по возрасту вулканических толщ (без участия процессов химического выветривания и привноса постороннего материала). Подобный механизм образования обоснован, в частности, для раннекембрийских "островодужных" песчаноалевролитовых толщ Горного Алтая [31].

Метабазальты по соотношениям кремнезема и щелочей, а также по содержаниям индикаторных редких элементов соответствуют породам нормальной, в меньшей степени, повышенной щелочности (рис 8a, б). На диаграмме FeO\*/MgO-TiO<sub>2</sub> (рис. 8в) точки составов метабазитов отчетливо демонстрируют два тренда. Породы балтырганского, уймонского, чаустинского и большинство образцов курайского комплекса тяготеют к толеитовому тренду, типичному для океанических базальтов [76]. Вторая группа составов, включающая метабазальты телецкого и кебезеньского комплексов, а также отдельные образцы из курайского комплекса, образует собственный изолированный тренд, промежуточный между толеитовым и известково-щелочным. На диаграмме Cr-Ti (рис. 8г), предназначенной для разделения океанических базальтов и низкокалиевых толеитовых базальтов островных дуг [83] точки балтырганского, уймонского, чаустинского и курайского комплексов лежат в поле составов океанических базальтов, в то время как породы телецкого, кебезеньского и, отчасти, курайского комплексов попадают в поле составов низкокалиевых островодужных толеитов. Аналогичную позицию изученные составы занимают и на других дискриминационных диаграммах (рис. 8д, е).

Амфиболиты, образованные при метаморфизме океанических базальтов, характеризуются широкими вариациями содержаний типоморфных редких и редкоземельных элементов (табл. 2, рис. 9). При этом в составе балтырганского и уймонского комплексов встречается весь спектр пород от MORB до OIB (рис. 9а, б). Амфиболиты чаустинского комплекса отвечают метабазальтам типа N-MORB, в незначительной степени преобразованным субдукционными процессами (рис. 9в), что в целом типично для венд-раннепалеозойских базальтов Палеоазиатского океана [35, 85]. Большинство амфиболитов курайского комплекса по составу близки к E-MORB.

Метабазальты островодужного типа, проявленные в составе кебезеньского, и курайского метаморфических комплексов, характеризуются пониженными содержаниями крупноионных лито-





Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные диаграммы для метапелитов Горного Алтая.

а – южно-чуйский комплекс, б – белокурихинский комплекс, в – курайский комплекс, г – уймонский комплекс, д – барбышский комплекс, е – телецкий комплекс, ж – чаустинский комплекс. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [64], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [87]. Номера проб соответствуют табл. 2.

фильных и высокозарядных элементов (табл. 2), имеют слабо асимметричные спектры распределения РЗЭ, на мультиэлементных диаграммах (рис. 9г, д) наблюдаются отчетливые минимумы по Nb и Ta. По вещественному составу эти породы близки к базальтам толеитовых серий современных юных островных дуг. Метабазальты телецкого комплекса имеют более высокие концентрации LILE и HFSE, обогащены РЗЭ, имеют более крутой наклон спектров распределения и менее выраженные аномалии по Nb и Ta (рис. 9е). По вещественному составу эти породы отвечают известково-щелочным базальтам "зрелых" островных дуг.

Таким образом, проведенные геохимические исследования показали, что среди протолитов ме-



Рис. 6. Сводная гистограмма распределения SiO<sub>2</sub> в метабазитах Горного Алтая.



**Рис. 7.** Диаграмма Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (мол. кол-ва) [48] для биотит-амфиболовых гнейсов Горного Алтая. 1–4 – биотит-амфиболовые гнейсы (метабазиты среднего состава) метаморфических комплексов Горного Алтая (1 – курайского, 2 – телецкого, 3 – кебезеньского, 4 – чаустинского).





а – TAS-диаграмма (граница полей пород нормальной и повышенной щелочности проведена в соответствии с [76]); б – диаграмма Y/Nb–Zr/TiO<sub>2</sub> [89]; в – диаграмма FeO\*/MgO–TiO<sub>2</sub> [77]; г – диаграмма Cr–Ti [83]; д – диаграмма MnO·10–TiO<sub>2</sub>–  $P_2O_5$  10 [79]; е – диаграмма Nb–La [68].

Аббревиатуры: OFB – базальты дна океана, LKT – низкокалиевые толеиты островных дуг, MORB – базальты срединноокеанических хребтов, OIT – толеитовые базальты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов, IAT – толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты, Thol – толеитовый тренд, Am – известково-щелочной тренд.

1-6 - метабазальты Горного Алтая (1 - балтырганский комплекс, 2 - уймонский комплекс, 3 - чаустинский комплекс, 4 - курайский комплекс, 5 - кебезеньский комплекс, 6 - телецкий комплекс).





**Рис. 9.** Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные диаграммы для метабазитов Горного Алтая.

a – балтырганский комплекс, б – уймонский комплекс, в – чаустинский комплекс, г – курайский комплекс, д – кебезеньский комплекс, е – телецкий комплекс. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [64], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [87]. Номера проб соответствуют табл. 2.

таморфических пород Горного Алтая отсутствуют субстраты "зрелой" континентальной коры. Изученные метапелиты соответствуют по составу породам коры "переходного" типа (содержащим значительную примесь базитового материала), метабазиты представляют собой продукт метаморфизма океанических и островодужных базальтов.

### Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД И ВОЗРАСТ ПРОТОЛИТОВ

Результаты изучения изотопного состава Nd в метаморфических породах Горного Алтая приведены в табл. 3.

Среди пород метапелитового состава наиболее древние (раннерифейские) модельные возраста (1.46–1.68 млрд. лет) зафиксированы в курайском и южно-чуйском метаморфических комплексах. Метапелитовые гнейсы барбышского комплекса так же, как и зеленые сланцы уймонского комплекса, характеризуются несколько более молодыми Nd модельными возрастами (1.23–1.35 млрд. лет). Наконец, для сланцев и гнейсов белокурихинского комплекса модельный Nd возраст составил 0.91–1.07 млрд. лет.

Для пород метабазитового состава значения параметра  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , рассчитанные на момент наиболее раннего метаморфизма (для датированных комплексов), либо на наиболее вероятный возраст формирования метаморфических толщ (для недатированных комплексов, подробнее – см. ниже) демонстрируют широкие вариации. Наиболее низкие значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  (+3.1...+4.2) характерны для базальтов "океанического" типа с геохимическими характеристиками OIB (обр. 01CU12 и H-28-2, балтыр-

№ пробы,	комплекс	Sm, г/т	Nd, г/т	147Sm/144Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd (±2σ)	$\epsilon_{\rm Nd}(0)$	возраст,	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM),$	$T_{Nd}(DM-2),$
источник							млн. лет		млн. лет	млн. лет
01CU12*	балтырганский	5.87	21.3	0.1664	$0.512741 \pm 6$					
8-07-35/5	курайский	8.91	44.1	0.1274	$0.512205 \pm 6$	-8.4	443	-4.5	1668	1571
8-07-35/10	курайский	5.46	27.7	0.1242	$0.512292 \pm 8$	-6.7	443	-2.6	1460	1415
A-019	курайский	5.00	26.0	0.1212	$0.512239 \pm 9$	-7.8	443	-3.5	1500	1487
95-11/7**	южно-чуйский	5.76	27.7	0.1256	$0.512286 \pm 9$	-6.9	480	-2.5	1496	1438
95-7/2**	южно-чуйский	4.29	21.4	0.1215	$0.512133 \pm 7$	-9.9	480	-5.2	1680	1665
8-09-57	белокурихинский	5.22	25.4	0.1297	$0.512648 \pm 8$	0.2	500	4.5	913	870
8-09-59/4	белокурихинский	3.51	16.6	0.1334	$0.512588 \pm 9$	-1.0	500	3.1	1069	987
98-3/37**	уймонский	4.41	20.2	0.1311	$0.512459 \pm 6$	-3.5	540	1.0	1277	1192
98-8/2**	уймонский	3.55	17.2	0.1234	$0.512366 \pm 12$	-5.3	540	-0.3	1325	1299
98-8/17**	уймонский	5.52	27.3	0.1212	$0.512417 \pm 7$	-4.3	540	0.8	1239	1216
H-29-1***	уймонский	3.93	10.4	0.2292	$0.513138 \pm 10$	9.8	540	7.5		
H-28-2***	уймонский	3.31	15.4	0.1302	$0.512596 \pm 15$	-0.8	540	3.8	1014	
H-30-4***	уймонский	4.65	13.3	0.2117	$0.513028 \pm 6$	7.6	540	6.6		
98-2/5*	барбышский	4.98	23.2	0.1286	$0.512441 \pm 13$	-3.8	540	0.9	1272	1207
8-09-63	чаустинский	5.49	19.1	0.1813	$0.512968 \pm 9$	6.4	540	7.5		

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований метаморфических пород Горного Алтая

Примечание. \* – данные [88]; \*\* – данные [45]; \*\*\* – данные [31]. Остальные данные – авторские. Описания пород см. в табл. 2.

ганский и уймонский комплексы, соответственно). В то же время, для метабазитов, имеющих геохимические характеристики пород срединноокеанических хребтов (N-MORB) или островных дуг характерны высокие (+7.5) значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , близкие к таковым для деплетированной мантии.

Результаты проведенных исследований указывают на отсутствие среди протолитов метаморфических пород Горного Алтая архей-раннепротерозойских образований. В целом, для метаморфических пород выделяются два главных пика модельных возрастов: среднепротерозойский (метапелиты южночуйского, курайского, уймонского и барбышского комплексов) и средне- позднерифейский (метапелиты белокурихинского и чаустинского комплексов).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохимических и изотопных исследований метаморфических пород Горного Алтая в совокупности с данными предшествующих работ позволяют оценить геологический возраст и природу протолитов большинства метаморфических комплексов.

Наиболее древние (среднепротерозойские) модельные Nd возрасты установлены для метапелитов южно-чуйского и курайского метаморфических комплексов. В то же время, результаты SHRIMP LA-ICP-ms датирования цирконов из этих комплексов [19] показывают, что наряду с метаморфическими цирконами ордовикского возраста (см. выше) в породах присутствуют многочисленные зерна детритовых цирконов с возрастом от 2100 до 490 млн. лет, причем возраст большинства проанализированных зерен укладывается в интервал 550-530 млн. лет, соответствующий этапу интенсивного островодужного вулканизма в Горном Алтае. Таким образом, геологический возраст толщ-протолитов южно-чуйского и курайского комплексов соответствует позднему кембрию - раннему ордовику. Геохимические и изотопные характеристики пород идентичны таковым для позднекембрийскихраннеодовикских турбидитов Алтае-Монгольского палеобассейна [31]. Сходную природу с определенной долей условности можно предполагать для метапелитов телецкого комплекса.

Метапелитовые гнейсы барбышского комплекса и зеленые сланцы уймонского комплекса характеризуются близким редкоэлементным составом и имеют идентичные модельные Nd возрасты протолитов (1.23–1.35 млрд. лет), что указывает на единство их протолитов. В то же время, геологический возраст базальтово-кремнистых толщ, ассоциирующих с метатерригенными породами в составе уймонского комплекса, не древнее раннего кембрия, о чем свидетельствуют находки плохо сохранившихся фрагментов радиолярий в кремнистых прослоях (H.B. Сенников, устное сообщение). В целом, совокупность геологических и геохронологических данных указывает на то, что уймонский комплекс представляет собой фрагмент ранне- или, возможно, среднекембрийского аккреционного клина, метаморфизованный в момент прекращения субдукции в ходе позднекембрийских-раннеордовикских аккреционных процессов. Вместе с тем, необходимо отметить, что в Горном Алтае отсутствуют неметаморфизованные осадочные толщи, по геохимическим характеристикам аналогичные метапелитам уймонского и барбышского комплексов. Вероятнее всего, весь Уймонский блок (включающий метаморфические образования, проявления океанических базальтов и гипербазитов, а также вулканогенно-осадочные толщи кембрия и раннего ордовика) в современной структуре Горного Алтая является "аллохтонным", т.е. тектонически совмещен с окружающими структурами в постраннеордовикское время [69].

Возраст протолитов метаосадочных пород *бе*локурихинского комплекса, судя по данным Sm-Nd исследований, не может быть древнее позднего рифея. Вещественный состав и изотопные характеристики метаморфических пород сходны с наблюдаемыми в позднекембрийских-раннеордовикских турбидитах Чарышско-Талицкого палеобассейна Горного Алтая (суеткинская свита, [31]).

В отношении пород метабазитового состава наиболее существенным является отсутствие среди метаморфических пород Горного Алтая образований, типичных для геологических структур со "зрелой" корой континентального типа. Протолит всех изученных метабазальтов соответствует породам океанических бассейнов и, в меньшей степени, островных дуг с океаническим основанием. Высокая степень сходства геохимических и изотопных характеристик изученных метабазитов с позднерифей-раннекембрийскими базальтами Палеоазиатского океана и островодужных поясов обрамления Сибирского континента [31, 54, 88 и др.] позволяет предполагать, что геологический возраст метаморфизованных базальтовых толщ не древнее позднего рифея. Принципиальным в данном случае является тот факт, что в составе метаморфических комплексов совместно с метабазальтами "океанического" типа нигде не встречаются сколько-нибудь "зрелые" в геохимическом отношении метаосадочные породы, для которых можно было бы предполагать докембрийский возраст протолитов.

#### выводы

Результаты проведенных авторами геохимических и изотопных исследований метаморфических комплексов Горного Алтая в совокупности с данными предшествующих геологических и геохронологических исследований свидетельствуют о том, что Горно-Алтайский сегмент Центрально-Азиатского

складчатого пояса сформирован на океаническом основании и не имеет допозднерифейского сиалического фундамента. Все метаморфические комплексы Горного Алтая представляют собой неопротерозой-раннепалеозойские отложения, преобразованные в ходе более поздних тектонотермальных процессов. При этом, наиболее ранние проявления метаморфизма связаны с субдукционными событиями, а их продукты (неопротерозойские эклогиты балтырганского комплекса, позднекембрийские-раннеордовикские глаукофановые сланцы Уймонской зоны) в современной структуре Горного Алтая проявлены в виде тектонических пластин в раннепалеозойских аккреционных комплексах. Более молодые (ордовикские и, возможно, силурийские) метаморфические ассоциации, как правило, проявленные в составе полиметаморфических комплексов, характеризуются повышенными давлениями (кианитсиллиманитовый фациальный тип) и представляют собой фрагменты корневых частей коллизионносдвиговых горно-складчатых сооружений, экспонированные на современный уровень эрозонного среза в шовных зонах. Наконец наиболее молодые (девон-каменноугольные) метаморфические комплексы относятся к HT\LP типу, а их формирование, вероятнее всего, определялось внедрением габброгранитных серий и прогревом континентальной коры магматическими расплавами.

Авторы выражают благодарность канд. геол.мин.наук. А.В. Плотникову за предоставленные геохимические данные, канд. геол.-мин.наук. М.Л. Куйбиде, И.В. Кармышевой, И.В. Семенову, И.В. Корневой и П.Д. Котлеру за помощь в проведении полевых работ, канд. геол.-мин.наук. С.П. Шокальскому, д-ру геол.-мин.наук. А.Г. Владимирову и канд. геол.-мин.наук. С.А. Каргополову за ценные замечания и плодотворную дискуссию.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (Интеграционный проект № 79, программа ОНЗ-10) и РФФИ (проект № 12-05-00021).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. АН. 2004. Т. 395, № 3. С. 367–370.
- Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н. Вендкембрийские вулканические пояса Алтае-Саянской складчатой области // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: мат-лы Всерос. совещ. Новосибирск: Гео, 2003. С. 24–26.
- Бабин Г.А., Крук Н.Н. Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового и атлинского андезибазальт-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, севе-

ро-восточная часть Горного Алтая). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. 79 с.

- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 8–28.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
- Блюман Б.А., Петров С.Г. Новое в геологии обрамления Белокурихинского гранитного массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1973. № 11. С. 99–102.
- 7. Боголепов К.В., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12–24.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 49–75.
  Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–637.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основе U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 28–42.
- Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.
- 14. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст эксгумации эклогитов Чаган-Узунского комплекса (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 39–40.
- Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. и др. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 4. С. 367–382.
- 16. *Гусев Н.И*. Особенности химического состава парасланцевых толщ Восточного Алтая // Геология и геофизика. 1984. № 7. С. 142–145.
- 17. Гусев Н.И. U-Pb возраст (SHRIMP II) балтырганского эклогит-амфиболитового комплекса (Горный

Алтай) // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 55–59.

- Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г. и др. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–69.
- Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.
- 20. *Дергунов А.Б.* Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 216 с.
- Добрецов Н.Л. Правильная периодичность глаукофансланцевого метаморфизма: иллюзия или правильная закономерность // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 430–459.
- 22. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 413–417.
- 24. Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л: Наука, 1982. 184 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И, Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с. Т. 2. 334 с.
- 26. Каргополов С.А., Маликова О.Ю., Владимиров А.Г., Бибикова Е.В. Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1995. С. 228–230.
- 27. Кепежинскас К.Б., Мельгунов С.В. Сопоставление химизма метапелитов различных температурных ступеней метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1971. № 2. С. 122–128.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 174–190.
- Кривчиков А.В. Саракокшинский гранитоидный массив в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1993.
  № 8. Депонирована в ВИНИТИ. № 412-В 93. 13 с.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Крук Е.А. и др. Петрология вулканических и плутонических пород Уймено-Лебедского ареала // Петрология. 2008. Т. 16, № 5. С. 548–568.
- Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 431–446.
- 32. Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: мат-лы XXXVII Тектонического совещ.

Т. 1. Новосибирск: Гео, 2004. С. 273-275.

- 33. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др. Возраст и тектоническая позиция плагиогранитоидов Саракокшинского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2007. № 6. С. 137–146.
- 34. Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем-среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Ин-т географии СО РАН. 2009. Вып. 7. Т. 1. С. 159–161.
- 35. *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- 36. Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северозападной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 6. С. 663–677.
- Лебедев В.И., Халилов В.А., Каргополов С.А. и др. U-Pb-возраст высокотемпературного метаморфизма и ультраметаморфизма Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 3. С. 682–686.
- Лепезин Г.Г. Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов на примере Тонгулакского комплекса (Горный Алтай). М.: Наука, 1972. 152 с.
- Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 232 с.
- 40. Митропольский А.С., Кулик Н.А., Мельгунов С.В. О происхождении зоны метаморфических пород Южно-Чуйского хребта в Горном Алтае // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. Новосибирск: Наука, 1967. С. 252–267.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- 42. Перфильев Ю.С. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Горного Алтая // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 20–30.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 295 с.
- 44. Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В. и др. О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U-Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. 2002. № 6. С. 579–589.
- 45. Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. Sm-Nd-изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН. 2003. Т. 388, № 2. С. 228–232.
- 46. Плотников А.В., Мороз Е.Н. Ставролитовая изограда в области низких давлений и проблема выделения полиметаморфических комплексов *HT/LP*-типа (на примере Южно-Чуйского хребта, Горный Алтай) // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 5. С. 667–670.
- 47. Плотников А.В., Титов А.В., Крук Н.Н. и др. Среднепалеозойский возраст метаморфизма в Южно-Чуйском комплексе Горного Алтая (результаты Ar-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1333–1347.
- 48. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-

осадочных образований докембрия. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1970, 115 с.

- Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: ТГУ, 1968. 238 с.
- 50. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск: ТГУ, 1979. 200 с.
- 51. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- 52. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И. и др. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb геохронологических исследований) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск: ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 231–242.
- 53. Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Докл. АН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.
- 54. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М. и др. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.
- 55. Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 156–171.
- 56. Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 115–127.
- 57. Тикунов Ю.В. Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 2. С. 61–69.
- 58. *Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др.* <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.
- 59. Туркин Ю.А., Федак С.И., Коржнев В.Н. О возрасте кебезенского метаморфического комплекса // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. Томск: ТГУ, 1998. С. 160–161.
- 60. Шепель А.Б., Гавриленко М.Е., Лепилин В.П., Кузнецов Е.А. Чеба-Барбышский ареал кристаллосланцев – эталон барбышского метаморфического комплекса Теректинского горста (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. 160 с.
- 61. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Гео, 2000. 188 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литогеохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- 63. *Berzin N.A.* A kinematic model for the formation of Altai-Sayan Fold Region: structural constrains // Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Abstracts of the Third Workshop. Novosibirsk: P.H. SB RAS. Dep. GEO, 2001. P. 8–11.
- 64. Boynton, W.V. Cosmochemistry of the rare earth

ЛИТОСФЕРА № 2 2013

elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / P. Henderson (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

- 65. Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Y. et al. Vendian–Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5, № 4. P. 781–800.
- 66. *Coney P.J.* Plate tectonics of marginal foreland thrust-fault belt // Geology. 1973. V. 1. P. 131–134.
- 67. Cordillerian metamorphic core complexes / M.D. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis (Eds.). Mem. Geol. Soc. Amer. № 153. 1980. 486 p.
- 68. *Gill J.B.* Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981. 389 p.
- 69. *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M. et al.* Ryabinin Formation and Paleozoic evolution of the Gorny Altai– Altai-Mongolian suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constrains on the igneous record // Gondwana Research. 2011. V. 20, № 2-3. P. 465–484.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Let. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gusev N.I., Kruk N.N., Shokalsky S.P. Detrital and metamorphic zircons ages of flysch sequence and gneissic rocks from the Altai-Mongolian terrane (Russian Altai) // Tectonics and Magmatism of the Central Asian Orogenic Belt. International Workshop on Geodynamic Evolution. Novosibirsk: SB RAS, 2010. P. 33–35
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Let. 1984. V. 67. P. 137–150.
- *Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. Earth Planet. Sci. Let. 1987. V. 84. P. 27–41.
- 75. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G. et al. Early– Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42, № 5. P. 928–948.
- 76. Le Maitre R.W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- 77. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. P. 321–355.
- Monie P., Plotnikov A.V., Kruk N.N. et al. The Yuzhno-Chuyskii complex (Southern Gorny Altai Mountains): first geochronological constraints on its tectonometamorphic evolution // Continental growth in Phanerozoic, IGCP-420. Abstracts. Urumqi, China. 1998. P. 31.
- 79. Mullen E.D. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Let. 1983. V. 62. P. 53–62.
- Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) // Geochemistry International.

2008. V. 46, № 10. P. 1016–1022.

- Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia // Intern. Geol. Review. 2002. V. 44. P. 837–858.
- Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V. et al. Determination of 24 Trace Elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. № 2. P. 341–350.
- Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 41–67.
- Pin C., Santos Zalduegui J. F. Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89.
- 85. Safonova I.Y. Buslov M.M. Iwata K. Kokh D.A. Fragments of Vendian–Early Carboniferous oceanic crust of

the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7, № 3. P. 771–790.

- Sengor A.M.G., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
- 87. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Utsunomiya A., Jahn B.-M., Ota T., Safonova I.Yu. A geochemical and Sr-Nd study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, Southern Siberia: Implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogen // Lithos. 2009. V. 113. P. 437–453.
- Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

Рецензент Т.А. Осипова

# Nature of metamorphic complexes of the Gorny Altai

N. N. Kruk\*, N. I. Volkova\*, Ya. V. Kuibida\*, N. I. Gusev\*\*, E. I. Demonterova\*\*\*

\*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS \*\*All-Russian Geological Institute, St-Peterburg \*\*\*Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of RAS

The paper presents new data on geochemical and Sm-Nd isotope studying of metamorphic complexes of the Gorny Altai, supplemented with a synthesis of the results of previous geological and geochronological investigations. It is shown that all occurrences of high-grade rocks are confined to the blocks restricted by large fault zones and haven't gradual transitions to unmetamorphosed series of their frame. Any reliable geological or isotope-geochronological evidences of Early Precambrian age of metamorphic events in the Gorny Altai are absent. Geochemical characteristics of metamorphic rocks in the Gorny Altai testify to the "unmature" nature of their protoliths. According to chemical composition metapelites correspond to products of crust of the transitional type; metabasites correspond to oceanic (from N-MORB to OIB), or to tholeiite and to calc-alkaline basalts of primitive island arcs. The rocks formed at the expense of a metamorphic rocks in the Gorny Altai vary in the range from 0.8 to 1.6 Ga and don't exceed the model ages of Early Paleozoic sedimentary series of the region. All the obtained data permit to affirm that the complexes of metamorphic rocks of the Gorny Altai represent fragments of Neoproterozoic to Early Paleozoic crust, metamorphosed during more younger geological events. On the whole, Pre-Upper Riphean crystalline basement is absent in the Gorny Altai, and the Gorny Altai segment of the Central Asian Folded Belt has been generated on the oceanic basement.

Key words: metamorphic rocks, protoliths, geochemistry, Nd isotopic features, Gorny Altay.